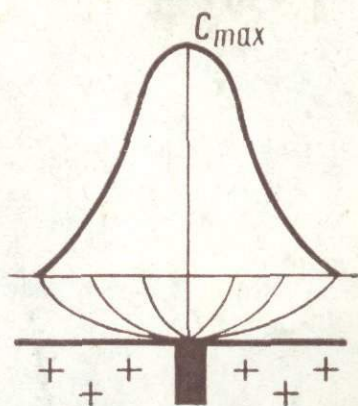


ВОПРОСЫ  
ПРИКЛАДНОЙ  
ГЕОХИМИИ  
И ПЕТРОФИЗИКИ



МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО  
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ УССР  
КИЕВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
им. Т. Г. ШЕВЧЕНКО

# ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ И ПЕТРОФИЗИКИ

СБОРНИК СТАТЕЙ

ИЗДАТЕЛЬСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ «ВИЩА ШКОЛА»  
ИЗДАТЕЛЬСТВО ПРИ КИЕВСКОМ  
ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ  
КИЕВ 1976



1833

В сборнике помещены статьи, посвященные проблемам теории и практики геохимических методов поисков полезных ископаемых и петрофизики, решению геологических задач средствами прикладной геохимии и петрофизики, математическим методам обработки и анализа геолого-геохимической и петрофизической информации, изложению методических рекомендаций в области прикладной геохимии и петрофизики, новым методам анализа вещества и изучения физических свойств горных пород.

Рассчитан на научных и практических работников, интересующихся вопросами прикладной геохимии и петрофизики, а также на преподавателей и студентов вузов геологической, геохимической и геофизической специальностей.

*Редакционная коллегия:* акад. АН УССР Я. Н. Белевцев, канд. геол.-мин. наук И. Ф. Вовк, канд. геол.-мин. наук Л. С. Галецкий, ст. инж. Ю. Л. Гасанов (ств. секретарь), канд. геол.-мин. наук Ю. П. Егоров, канд. техн. наук Н. Н. Жуков, канд. геол.-мин. наук Ю. Б. Кравченко, канд. геол.-мин. наук В. К. Куликовский, канд. геол.-мин. наук Т. С. Лебедев, докт. геол.-мин. наук Б. Ф. Мицкевич (зам. отв. редактора), канд. геол.-мин. наук И. М. Остафийчук, начальник «Главгеологоразведки» Министерства геологии УССР И. С. Пивовар, акад. АН УССР А. С. Поваренных, докт. геол.-мин. наук Э. В. Собонович, канд. геол.-мин. наук А. В. Сухорада (зам. отв. редактора), проф. М. И. Толстой (отв. редактор).

*Адрес редколлегии:* 252627, Киев, ул. Васильковская, 90, к. 217, редколлегия сборника «Вопросы прикладной геохимии и петрофизики».

Редакция естественной литературы  
Зав. редакцией Б. Н. Фляшников

20805—110  
В М224 (04)—76

© Киевский государственный университет, 1976

Министерство высшего и среднего специального образования УССР  
Киевский государственный университет им. Т. Г. Шевченко  
ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ И ПЕТРОФИЗИКИ  
Сборник статей

Издательское объединение «Вища школа»

Издательство при Киевском государственном университете

Редактор Ю. М. Кострица. Художественный редактор Ю. З. Троник.  
Технический редактор Е. Д. Окопная. Корректоры А. Н. Кайдалова, Г. П. Ткачук.

Сдано в набор 22.XII 1975 г. Подписано к печати 18.V 1976 г. Формат бумаги 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Бумага типографская № 3. Усл. л. 8,5. Учтно-изд. л. 9,26. Тираж 1000. Изд. № 668-к.  
БФ 14890. Цена 83 коп. Зак. № 6-3.

Издательство издательского объединения «Вища школа» при Киевском государственном университете, 252001, Киев, Крещатик, 4.  
Киевская книжная типография научной книги Республиканского производственного объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР, Киев, Репина, 4.

А. И. ПЕРЕЛЬМАН, проф.  
Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ

Аномалии, которые оцениваются при литохимических поисках полезных ископаемых, нередко образуются на геохимических барьерах, т. е. на таких участках зоны гипергенеза, где происходит резкое уменьшение интенсивности миграции химических элементов [3]. Барьеры образуются в речных долинах, на дне озер, в коре выветривания, в почвах, болотах, на дне океанов и морей, в глубоких горизонтах подземных вод, зонах разломов, т. е. в самых различных геологических условиях, однако их геохимическая сущность при этом может быть одинаковой.

На геохимических барьерах происходит усиление рудных аномалий, местами к ним приурочены безрудные аномалии. Поэтому диагностика таких аномалий является одной из важных практических задач геохимика-поисковика.

По времени образования различают современные и реликтовые геохимические барьеры, а по месту проявления — барьеры в почвах, корах выветривания, осадочных породах и т. д. При поверхностной литохимической съемке в основном приходится иметь дело с современными геохимическими барьерами, хотя при этом виде работ встречаются и реликтовые барьеры (например, в почвах террас). При глубинных поисках важное значение имеют барьеры в осадочных породах, значительная часть которых относится к реликтовым (образовавшимся в прошлые геологические эпохи в иных ландшафтных и прочих условиях).

По формам движения материи, с которыми связана концентрация элементов, выделяется четыре основных типа барьеров — механические, физико-химические, биогеохимические (накопление элементов организмами) и техногенные. К последним относятся концентрации элементов, связанные с хозяйственной деятельностью человечества [5, 6].

Мы остановимся на физико-химических барьерах, с которыми связано образование большой и практически важной группы выявляемых аномалий. Они образуются в результате концентрации химических элементов из природных вод, в связи с чем важное значение приобретают физико-химические параметры вод, определяющие условия миграции в них химических элементов. Среди

этих параметров особо важную роль играют окислительно-восстановительные условия вод, их разделение на кислородные (с окислительной средой), сероводородные и глеевые (восстановительные без  $H_2S$ ). Хотя глеевые и сероводородные воды не содержат свободного кислорода и являются восстановительными, в геохимическом отношении они противоположны друг другу — глеевая среда благоприятна для миграции многих металлов, а сероводородная не благоприятна в связи с образованием нерастворимых сульфидов\*.

Все три типа обстановок широко распространены в зоне гипергенеза, они нередко сменяют друг друга в пределах одного и того же природного тела — почвы, ила, коры выветривания и т. д., формируя окислительно-восстановительную зональность [5, 6].

Условия миграции большинства химических элементов зависят также от рН воды. По кислотнo-щелoчным условиям все воды зоны гипергенеза разделяются на четыре основных группы.

К сильно кислым относятся воды с  $pH < 3$ . Такая кислотность обычно обязана окислению пирита и других сульфидов, приводящему к образованию свободной серной кислоты. В сернокислых водах легко мигрирует большинство металлов, в том числе железо, алюминий, медь, цинк и т. д. Сильнокислые воды встречаются довольно часто, но на сравнительно небольшом пространстве. Особенно они характерны для вулканических районов, окисляющихся сульфидных месторождений.

Кислыми и слабокислыми являются воды, рН которых колеблется от 3 до 6,5, их кислотность обусловлена процессами разложения органических веществ и поступлением в воды угольной кислоты, фульвокислот и других органических кислот. Если в почвах или горных породах мало катионов, то кислотность не может быть полностью нейтрализована, и в системе господствует кислая среда. В таких водах легко мигрируют металлы в форме бикарбонатов и комплексных соединений с органическими кислотами. Кислые и слабокислые воды исключительно широко распространены в лесных ландшафтах влажного климата и тундре, на Украине — в Полесье и Карпатах.

Нейтральные и слабощелочные воды имеют рН 6,5—8,5, их реакция определяется отношением бикарбоната кальция к его карбонату или же бикарбоната к  $CO_2$ . Эта обстановка менее благоприятна для миграции большинства металлов, которые здесь осаждаются в форме нерастворимых гидроксидов, карбонатов и других солей. Анионогенные элементы

\* «Глей» — народный украинский термин, означающий сизую глину со дна болот и озер. В научную терминологию его ввел в 1905 г. известный украинский ученый Г. Н. Высоцкий (1865—1940 гг.). Долгое время этот термин использовали только в почвоведении и грунтоведении. В 1961 г. было показано широкое распространение глеевых процессов в земной коре и введено понятие «глеевая обстановка» в геохимию.

(Si, Ge, As, V, U, Mo, Se и т. д.) мигрируют сравнительно легко. Такие воды характерны для лесостепи и степи Украины, для подземных вод известняков и изверженных пород. При разложении органических веществ здесь тоже образуются угольная и органическая кислоты, но они полностью нейтрализуются  $\text{CaCO}_3$  и другими минералами кальция, а также Mg, Na, K, которыми богаты почвы и породы.

Сильнощелочные воды с  $\text{pH} > 8,5$  обычно обязаны своей реакцией присутствию соды ( $\text{NaHCO}_3$ , реже  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ). Они характерны для многих ландшафтов лесостепи и саванн (например, для левобережной Украинской лесостепи — террас Днепра и Десны). Известны содовые воды и в глубоких горизонтах подземных вод. Многие металлы в этих условиях почти не мигрируют (например, Ca, Mg, Sr, Ba, Fe). Однако Si, Mo, Ge, Se и другие аниогенные элементы мигрируют довольно интенсивно. Замечательная особенность содовых вод состоит в том, что некоторые металлы в них ведут себя как аниогенные элементы, входя в состав различных подвижных анионов. Медь, например, входит в состав аниона  $[\text{Cu}(\text{CO}_3)_2]^{2-}$ , алюминий —  $\text{AlO}_2$ , скандий, иттрий, цирконий и другие элементы, малоподвижные в слабокислых и слабощелочных водах, образуют растворимые карбонатные комплексы.

**Обстановки водной миграции, геохимические классы вод, баьеры.** Каждая природная вода характеризуется определенным сочетанием окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий, как это показано в табл. 1. Всего выделяется 12

Таблица 1. Основные геохимические классы вод

Щелочно-кислотные условия вод	Окислительно-восстановительные условия вод		
	кислородные воды	глеевые воды	сероводородные воды
Сильнокислые ( $\text{pH} < 3$ )	Сильнокислые кислородные	Сильнокислые глеевые	Сильнокислые сероводородные
Кислые и слабокислые ( $\text{pH} 3-6,5$ )	Кислые кислородные	Кислые глеевые	Кислые сероводородные
Нейтральные и щелочные ( $\text{pH} 6,5-8,5$ )	Нейтральные и щелочные кислородные	Нейтральные и щелочные глеевые	Нейтральные и щелочные сероводородные
Сильнощелочные (содовые) ( $\text{pH} > 8,5$ )	Содовые кислородные	Содовые глеевые	Содовые сероводородные

основных типов геохимических обстановок миграции — основных классов вод. Для каждого класса характерна, с одной стороны, определенная ассоциация элементов, с другой, — «запрещенная ассоциация элементов», малоподвижная в данных условиях (табл. 2).

Таблица 2. Парагенные и запрещенные ассоциации элементов в водах в зави-

Окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные условия вод	Кислородные воды			
	Сильнокислые, pH 3	Кислые и слабокислые, pH 3—6,5	Нейтральные и слабощелочные, pH 6,5—8,5	Сильнощелочные (содовые), pH 8,5
Парагенные ассоциации элементов	Be, Al, P, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Tl, U	Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ag, Cd, Ca, Mg, Sr, Ba, Tl, Pb, U	Zn, Mo, Ag, Tl, Se, U	Be, F, B, Al, Si, Sc, V, Cr, Cu, Zn, Ge, As, Se, Y, TR, Zr, Mo, Ag, Su, W, U
Запрещенные элементы	Se, Zr	Cr, Fe, Se, W, Mo	Be, Al, P, Sc, Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zr, Y, TR, Sn, W, Pb	Mg, Ca, Mn, Fe, Co, Ni, Sr, Ba, Pb

Так, например, в содовых кислородных водах легко мигрируют Na, Li, F, Mo, U, V, Y, Be, B и многие другие элементы, но эти воды «запрещены» для Fe, Ca, Mg, Ba. В местах резкого изменения состава вод и возникают геохимические барьеры.

При смене восстановительной обстановки (глеевой или сероводородной) на окислительную формируется кислородный барьер, при смене окислительной на восстановительную — сероводородный или глеевый. При резком увеличении pH возникают щелочные барьеры, при уменьшении — кислые. На основе других критериев выделяются испарительные (F), сорбционные (G) и термодинамические (H).

Таблица 3. Типы геохимических аномалий,

Класс геохимического барьера	Состав вод, поступающих к				
	Кислородные воды				Сильнокислые, pH 3
	Сильнокислые, pH 3	Кислые и слабокислые, pH 3—6,5	Нейтральные и слабощелочные, pH 6,5—8,5	Сильнощелочные (содовые), pH 8,5	
Кислородный (A)	A 1	A 2	A 3	A 4	A 5
Сульфидный (сероводородный и др.) (B)	B 1	B 2	B 3	B 4	B 5
Глеевый (C)	C 1	C 2	C 3	C 4	C 5
Щелочной (D)	D 1	D 2	D 3	—	D
Кислый (E)	—	E 2	E 3	E 4	—
Испарительный (F)	F 1	F 2	F 3	F 4	F 5
Сорбционный (G)	G 1	G 2	G 3	G 4	G 5
Термодинамический (H)	H 1	H 2	H 3	H 4	H 5

СИМОСТИ ОТ ИХ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ И ЩЕЛОЧНО-КИСЛОТНЫХ УСЛОВИЙ

Сильнокислые, кислые (слабокислые), pH 3—6,5	Глеевые воды		Сероводородные воды	
	Нейтральные и слабощелочные, pH 6,5—8,5	Сильнощелочные (содовые), pH 8,5	Кислые и слабокислые	Нейтральные и щелочные
Be, Mg, Al(?), Ca, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Cd, Ba, Tl, Pb, Ag	Mn, Fe(?), Zn(?), Mo, U	Be, F, B, Al, Si, Sc, Cu, Zn, Ge, As, V, TR, Zr, Mo, Ag, Cd, Sn, U	Li, Be, F, Na, Mg, Al, S, Cl, K, Ca, Ti, Br, Rb, Sr, Zn, J, Ba, TR, Tl, Ra, Cs	Li, B, F, Na, S, Cl, K, Ge, Br, Rb, Zr, Nb, Mo(?), Sn, J, Cs, W, Tl
Se, Mo	Al, V, Cr, Fe(?), Co, Ni, Cu, Zn(?), TR, Y, Pb	Mg, Ca, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Se, Sr, Ba, Pb	V, Cr, Mn, Fe, Co, Cu, Ni, Zn, Se, Mo, Ag, Cd, Hg, U	V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Mo(?), Ag, Cd, Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Se, U

Геохимическое своеобразие аномалий, образующихся на барьерах, зависит, с одной стороны, от класса барьера, с другой, — от состава вод, поступающих к барьеру. На сочетании этих двух факторов и построена систематика аномалий, показанная в табл. 3.

Каждый тип аномалии обозначен индексом, включающим символ барьера и класс вод, поступающих к барьеру (например, А 5, В 1). Некоторые сочетания в природе не встречаются, например, Е 6, Е 5 (при встрече сильнокислых кислородных вод с кислородным барьером элементы не концентрируются).

**Аномалии на кислородном барьере (А 1—А 12).** Эти анома-

**образующихся на геохимических барьерах**

Глеевые воды			Сероводородные воды			
Кислые и слабокислые, pH 3—6,5	Нейтральные и слабощелочные (содовые), pH 6,5—8,5	Сильнощелочные (содовые), pH 8,5	Сильнокислые, pH 3	Кислые и слабокислые, pH 3—6,5	Нейтральные и слабощелочные, pH 6,5—8,5	Сильнощелочные, pH 8,5
А 6	А 7	А 8	А 9	А 10	А 11	А 12
В 6	В 7	В 8	—	—	—	—
С 6	С 7	С 8	С 9	С 10	С 11	С 12
Д 6	Д 7	—	Д 9	Д 10	Д 11	—
Е 6	Е 7	Е 8	—	Е 10	Е 11	Е 12
F 6	F 7	F 8	F 9	F 10	F 11	F 12
G 6	G 7	G 8	G 9	G 10	G 11	G 12
H 6	H 7	H 8	H 9	H 10	H 11	H 12

лии возникают при встрече глеевых или сероводородных вод с кислородной обстановкой. Особенно широко распространен тип А 6, который встречается почти повсеместно в ландшафтах с влажным климатом (например, в Украинском Полесье и Карпатах). В геологическом прошлом такие аномалии были характерны для эпохи формирования древней коры выветривания на территории Украинского кристаллического щита. Кислые, глее-

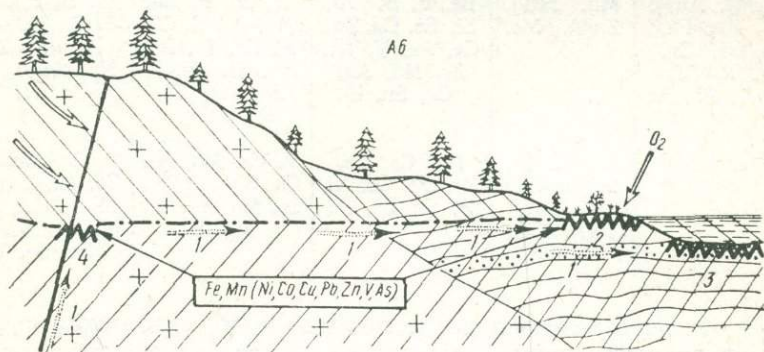


Рис. 1. Условия образования геохимических аномалий типа А 6: 1 — глеевые воды; 2 — на болоте; 3 — на дне озера; 4 — в зоне разлома.

вые почвенные, грунтовые и иловые воды подобных ландшафтов обогащены  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ , органическими кислотами, придающими воде цвет чая. Вблизи рудных месторождений воды обогащены  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $V$ ,  $Co$  и другими металлами. Если такие воды выходят на земную поверхность, например, у основания склона, то в этом месте возникает кислородный барьер, осаждаются гидроокислы железа и марганца в виде конкреций и пластов бурых железняков. Глеевые грунтовые воды нередко разгружаются на дне рек и озер, где также возникает кислородный барьер  $Fe-Mn$  аккумуляциями. Глубинные восходящие глеевые воды, поднимаясь по разлому в месте контакта с кислородными водами, встречают кислородный барьер, на котором также осаждаются  $Fe$  и  $Mn$  (рис. 1).

Как показал Т. Т. Тайсаев, в Бурятии вблизи месторождений полезных ископаемых гидроокислы железа нередко обогащены рудными элементами. Это объясняется тем, что гидроокислы железа являются коллоидными минералами и легко сорбируют из воды многие металлы. Поэтому, анализируя гидроокислы железа на участках кислородных барьеров, можно искать месторождения. Это является особой разновидностью геохимических методов поисков рудных месторождений.

Нейтральные и щелочные глеевые воды характерны для районов распространения пород и почв, содержащих  $CaCO_3$  (например, для болотных вод лесостепей и степей Украины). Здесь

железо менее подвижно, чем в лесных ландшафтах, а марганец еще подвижен. Поэтому на кислородном барьере преимущественно концентрируются гидроокислы марганца, содержащие примесь железа или, во всяком случае, резко возрастает роль марганца (аномалия типа А 7). Такие марганцевые барьеры нередко образуются и в глубоких горизонтах в результате диффу-

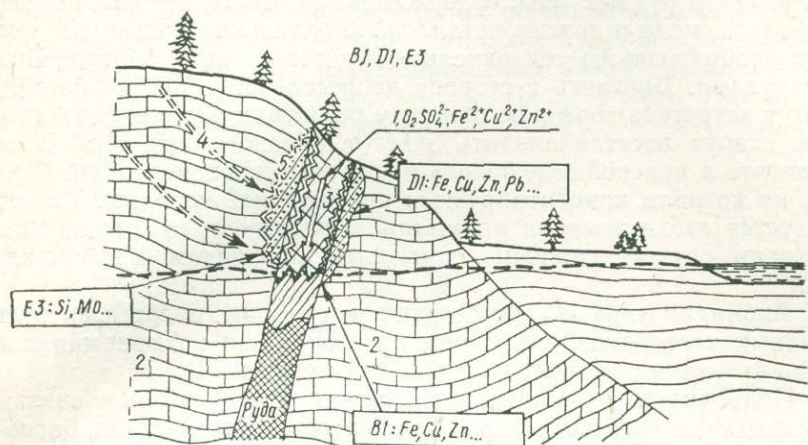


Рис. 2. Аномалии типа B1, D1 и E3 в зоне окисления сульфидных руд в известняках:

1 — сернокислые воды; 2 — известняки; 3 — щелочной барьер; 4 — слабощелочные воды; 5 — кислый барьер.

зионной миграции слабogleевых растворов снизу вверх — к кислородному барьеру.

Аномалии типа А 8 характерны для болот с содовыми водами. На Украине они, вероятно, развиты в лесостепных районах Днепроговской низменности — на террасах Днепра и Десны, в долинах рек Остер, Удай, Трубеж и других. Поискового значения эти аномалии, вероятно, не имеют в связи с большой мощностью четвертичных отложений.

Аномалии типа А 9—А 12 возникают в местах разгрузки глубинных сероводородных вод — на контакте этих вод с кислородными подземными водами или с кислородом воздуха. Здесь бактерии окисляют сероводород с образованием элементарной серы. Подобные аномалии характерны для многих районов Прикарпатья.

**Аномалии на сульфидном барьере (В 1—В 8).** Эти аномалии возникают в местах, где кислородные или глеевые воды встречаются на пути своего движения сероводородную обстановку или сульфиды. Образование сероводорода в основном связано с деятельностью бактерий, реже при этом имеют место чисто химические реакции. Сульфидные барьеры имеют большое практическое значение, так как на них образуются рудные тела некото-

рых месторождений меди, урана, селена и других элементов, еще чаще встречаются геохимические аномалии элементов, образующих нерастворимые сульфиды — Fe, Cu, Zn, Pb, Co, Ni и т. д.

Интересный пример образования такой аномалии был изучен ленинградскими геохимиками [2]: если на возвышенности располагаться рудные тела, содержащие сульфиды железа, никеля, кобальта, меди и других металлов, то окисление этих руд приводит к образованию сернокислых грунтовых вод, обогащенных металлами. Двигаясь в сторону депрессий рельефа, такие воды могут встретить торфяное болото у подножия склона, где бактерии станут восстанавливать  $SO_4^{2-}$  с образованием  $H_2S$ . В результате в краевой зоне болота возникнет сероводородный барьер, на котором концентрируются принесенные металлы. Так образуется геохимическая аномалия, оторванная от оруденения, которая служит важным поисковым признаком месторождений.

Аномалии типа *B 1* формируются и в зоне гипергенеза сульфидных месторождений, к ним относится так называемая подзона вторичного сульфидного обогащения (рис. 2).

Подробно изучен тип концентрации *B 3*, с которым связано образование урановых руд в водоносных артезианских бассейнах. Как показали исследования, сероводородный барьер здесь возникает на выклинивании зоны пластового окисления. Уран и его спутники (селен и молибден) осаждаются из инфильтрующихся вод [1]. В сходных условиях могут формироваться и аномалии типа *B 4*, менее изучены типы *B 5—B 8*.

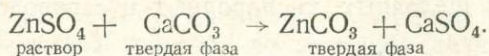
**Аномалии на глеевых барьерах (*C 1* и *C 12*).** Барьеры данного типа формируются в местах встречи кислородных, сероводородных и частично глеевых вод с глеевой средой. Они характерны для таежных, тундровых, степных и тропических болот, для глубоких водоносных горизонтов, но изучены пока мало.

Установлено, что на глеевом барьере могут формироваться урановые аномалии в песках и торфах (типы *C 3*, *C 4*), а в болотах степей накапливается молибден (*C 3*).

На Украине глеевые барьеры и связанные с ними аномалии следует изучать в первую очередь в лесных (Полесье), лесостепных и степных районах УКЩ и в Карпатах.

**Аномалии на щелочных барьерах (*D 1—D 3*, *D 5—D 7*, *D 9—D 11*).** Эти аномалии возникают в местах повышения рН среды (например, при смене сильнокислой обстановки на слабокислую или слабощелочной на сильнощелочную). Наиболее контрастные барьеры характерны для участков перехода от кислой среды к щелочной. Например, аномалии типа *D 1* формируются при окислении сульфидных руд, залегающих в известняках (рис. 2). Образующиеся при этом сернокислые растворы, несущие Fe, Cu, Zn, Ni и другие металлы, взаимодействуют с вмещающими карбонатными породами и усредняются. В результате

повышения рН на щелочном барьере осаждаются гидроксиды и карбонаты металлов. Например,



Поэтому зона окисления в таких местах богата вторичными карбонатами металлов, среди которых особенно выделяются зеленые и синие карбонаты меди — малахит и азурит. Медноколчеданные и другие медные месторождения почти всегда на по-

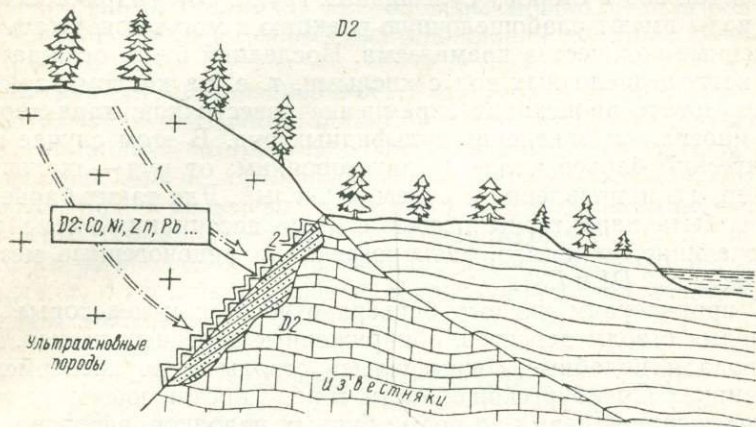


Рис. 3. Аномалии типа  $D_2$  на контакте ультраосновных пород с известняками в ландшафтах влажного климата:

1 — кислые воды; 2 — щелочной барьер.

верхности представлены зелеными (малахит) и синими (азурит) аккумуляциями медных минералов.

Аномалии типа  $D_2$  известны в районах влажного климата (например, на контакте ультраосновных пород с известняками). Здесь разложение органических остатков в почвах приводит к образованию кислых вод, в которых легко растворяются Mg, Ni, Co, содержащиеся в ультраосновных породах (Ni и Co образуют органические комплексы с фульвокислотами). На контакте с известняками возникает щелочной барьер, на котором осаждаются эти металлы (рис. 3).

Аномалии на кислом барьере ( $E_2—E_4$ ,  $E_6—E_8$ ,  $E_{10}—E_{12}$ ). Подобные аномалии образуются при уменьшении рН, особенно при смене щелочной среды на кислую. В щелочных водах хорошо мигрируют анионогенные элементы (кремний, селен, молибден, германий и т. д.). В местах понижения рН, особенно при резком уменьшении щелочности, эти элементы осаждаются из вод, приводя к окремнению пород, концентрации в них молибдена, германия и других элементов.

По геологическим условиям проявления аномалии на кислом барьере достаточно разнообразны, однако изучены они слабее аномалий на щелочных, кислородных и сероводородных барьерах.

Аномалии типа *E3* возникают на участке окисления сульфидных руд в известняках, т. е. в случае уже нам известном и показанном на рис. 2.

Ранее мы рассматривали кислые воды, фильтрующиеся в сторону от окисляющихся сульфидов. Но в известняках возможен и ток вод в сторону сульфидных групп. Эти гидрокарбонатные воды имеют слабощелочную реакцию и могут содержать повышенные количества кремнезема. Последний будет осаждаться при встрече щелочных вод с кислыми, т. е. на кислом барьере. В результате происходит окремнение известняков, характерное для многих зон окисления сульфидных руд. В этом случае геохимический барьер является двусторонним: от руд — щелочной барьер, а в направлении к рудам — кислый. Для таких барьеров могут быть характерны несовместимые ассоциации элементов, включающие, например, катионогенные и анионогенные металлы (на рис. 2 *D1* и *E3*).

К проявлениям кислого барьера относятся и некоторые окремненные стволы деревьев, обнаруженные в речных песках. Мы наблюдали подобные «окаменелые» стволы в верхнепермских песчаниках Оренбургской области. В реку, протекающую на этом месте в верхней перми во время бурных паводков, вероятно, падали стволы деревьев. Захороненные в речных песках, они длительное время омывались щелочными водами, обогащенными кремнеземом (имеются признаки, что грунтовые воды имели содовый состав кислородных и глеевых вод). Микробиологическое разложение захороненной древесины приводило к выделению большего количества  $\text{CO}_2$ , в связи с чем на участке гниения дерева вода подкислялась. Там возникал локальный барьер, на котором и осаждался  $\text{SiO}_2$ , постепенно клеточка за клеточкой замещавший древесину (*E4* или *E8*). Подобные процессы могли протекать не только в речной долине и грунтовых водах, но и в глубоких пластовых водах через длительный промежуток времени после захоронения древесины и прогибания песчаных пластов на большую глубину.

Рамки статьи не позволяют остановиться на весьма разнообразных аномалиях, образующихся на испарительных (*F1—F12*) сорбционных (*G1—G12*) и термодинамических (*H1—H12*) барьерах. Частично они охарактеризованы в литературе [3—5].

**Техногенные геохимические барьеры.** Некоторые из рассмотренных типов аномалий могут возникать не только в ходе природных процессов, но и в результате хозяйственной деятельности человека. Например, при вскрытии угольных пластов шахтным способом нередко образуются сернокислые воды, так как многие угли содержат пирит. Этот «кислый водоотлив» шахт

является важной технической проблемой, так как кислые воды разрушают металлические предметы в шахтах, сброшенные в реки, они губят рыбу. Но, если на пути миграции шахтных вод поместить карбонатные породы, то на таком техногенном щелочном геохимическом барьере будет формироваться аномалия D1, где задержатся вредные соединения кислой природы. Таким образом, техногенные барьеры должны стать активными помощниками в борьбе с загрязнением окружающей среды, их необходимо создавать вблизи промышленных предприятий.

Техногенные геохимические барьеры можно использовать и для создания искусственных месторождений полезных ископаемых.

**Матрица и прогнозирование.** Разработанная нами система-тика геохимических аномалий на барьерах построена по матричному принципу, который позволяет выделить новые типы концентраций, еще не установленные в природе, т. е. прогнозировать. В табл. 3 выделено 86 типов аномалий, однако не все они известны в природе: некоторые (например, C4, E6, E7 и др.) пока не установлены. Пользуясь таблицей, можно их прогнозировать, т. е. наметить условия образования и подсказать условия для поисков.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Евсеева Л. С., Перельман А. И., Иванов К. Е. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Атомиздат, 1974.
2. Квятковский Е. М. и др. Геохимические методы поисков медно-никелевых месторождений Кольского полуострова.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972.
3. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Высшая школа», 1961; 3-е изд. М., «Недра», 1968.
4. Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М., «Недра», 1972.
5. Перельман А. И. Геохимические барьеры.— «Природа», 1975, № 10.
6. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., «Высшая школа», 1975.

*A. I. Perelman*

#### GEOCHEMICAL BARRIERS AND GEOCHEMICAL ANOMALIES

#### Summary

A new principle of geochemical anomalies classification which are formed on geochemical barriers is elaborated. This principle is based on combination of barrier classes (oxygenous, sulphur-hydrogenous and others) and water classes which moved on to the barriers. In the table-matrix constructed on that principle 86 types of anomalies is distinguished.

### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НОВЕЙШИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СОВЕТСКОГО ЗАКАРПАТЬЯ

Развитие вулканизма на территории Советского Закарпатья тесно связано со становлением орогенной структуры Закарпатского внутреннего прогиба, отделенного Закарпатским и Припаннонским продольными глубинными разломами от складчатой флишевой области Карпат и Припаннонской межгорной впадины. Проявления вулканизма фиксируются на всем протяжении орогенного этапа: от слабых вспышек в раннеорогенную (миоцен) до почти непрерывных излияний в позднеорогенную стадию (средний сармат — поздний плиоцен). Вулканические образования в прогибе группируются в две основные полосы: юго-западную (Чопскую цепь погребенных вулканов [10]), и северо-восточную цепь вулканов Выгорлат-Гутинской гряды, простирающие которых отчетливо контролируется положением горстовых зон Припаннонского, Закарпатского и Виноградовского глубинных разломов.

Общность тектонической позиции (связь с глубинными разломами) обусловила и характерные черты проявления и состава эффузивов ранне- и позднеорогенной стадий развития, преобладание материала андезито-базальтового состава (70% объема). Состав вулканических пород Выгорлат-Гутинской гряды в целом меняется в широких пределах — от базальтов до липарито-дацитов. Характерно, что среди эффузивов северо-западной и центральной части гряды, контролируемых Закарпатским глубинным разломом (вулканические массивы Попричный, Анталовский, Синяк, Борлиов Дил), практически нет базальтов, в то время как в вулканических массивах хребтов Великий Шоллес и Оаш, приуроченных к Виноградовскому глубинному разлому, они присутствуют.

Общей характерной чертой вулканизма различных районов Выгорлат-Гутинской гряды является ритмичность эволюции, выраженная в закономерной смене эксплозивных извержений начальных фаз эффузивными извержениями небольшой силы и образованиями экструзивных куполов, часто сопровождавшихся эксплозиями кислого материала на завершающих фазах.

Петрохимией вулканических пород Выгорлат-Гутинской гряды занимались В. С. Соболев и др. [12], В. В. Золотухин [4], В. П. Костюк [6], Л. Г. Данилович [3], Е. Ф. Малеев [9], А. Ф. Гончарук, В. В. Науменко [2], Л. П. Кириченко [5], Б. В. Мерлич [10] и др. Геохимическая же характеристика неогеновых вулканических образований дается лишь эпизодически в некоторых из работ. Она довольно разрозненная, отрывочная,

базируется на разной аналитической основе. До сих пор нет работы, обобщающей геохимические особенности ведущих петролитов вулканических пород гряды, что в известной мере сдерживает развитие прикладных геохимических исследований на этой территории.

Цель настоящей статьи — привести оценку распределения химических элементов в основных петрографических разновидностях вулканических Выгорлат-Гутинской гряды, получить региональные геохимические характеристики и на этой основе рассмотреть специализацию вулканических пород, эволюцию их состава во времени и пространстве.

Основой исследований послужило систематическое опробование представительных разрезов вулканогенных образований обеспеченными выборками по единой методике в наиболее полно геологически изученных районах гряды — Ужгород-Перечинском (вулканические массивы Попричный, Анталовский), Мукачев-Свалявском (массивы Синяк, Борлиов Дил), Оаш-Шоллеском (массивы вулканических хребтов Великий Шоллес и Оаш). Кроме того, были охарактеризованы кислые вулканические породы Береговского холмогорья и образования Чопской цепи погребенных вулканов (по скважинам). Каждый объект опробовался выборкой (30—40 проб) в трех-четыре точки (часто карьерах), где отбиралось по 8—10 сборных проб из 3—5 сколов каждая, общей массой 50—70 г. Расстояния между сборными пробами в каждой точке составляли не менее 5 м, чем достигалась необходимая представительность выборки. Всего по названным районам было опробовано 78 объектов и отобрано 2500 проб.

Анализ обработанных проб (отквартованных, истертых) проводили методом приближенно-количественного спектрального анализа (Л. Я. Табачный, В. В. Прищепа) на спектрографе СТЭ-1 с использованием полуавтоматического устройства В. Г. Теплякова для ввода пробы в дугу. Расшифровку спектрограмм производили на микрофотометре МФ-1 по шкале  $\sqrt[10]{10}$ . Для анализа проб использовали международные эталоны W-1 (диабаз), BCR (базальт), AGW (андезит), представленные проф. М. Флейшером, и стандарты Г-2 и ДИМ. Относительная погрешность анализа составляет 5—20%. Оценку результатов производили на ЭВМ М-220 в ВЦ КГУ (А. Ю. Серга, Н. В. Окошников) по программе комплексного статанализа геолого-геофизической информации. Содержания щелочных элементов (K, Na, Li, Rb, Cs) определяли методом пламенной фотометрии, урана — люминесцентным методом с таблеточным окончанием (Е. В. Слынько). Каждую выборку пород тщательно исследовали петрографически, по 3—5 шлифам проводили количественно-минералогический подсчет и характеристику минералов-вкрапленников (В. Г. Молявко, Ю. Л. Гасанов). В этих же пробах определяли валовый химический состав (В. Ф. Антоненко). Все

анализы выполнены в проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород геологического факультета и лаборатории силикатного анализа горных пород НИСа Киевского университета.

Практически для всех вулканогенных пород Закарпатского внутреннего прогиба (независимо от возраста образования) характерно четко выраженное порфиоровое строение (30—35% вкрапленников в лавах и 20—25% в экструзивных фациях) и весьма близкая ассоциация вкрапленников — как правило, высокоосновной плагиоклаз (№ 60—70) — гиперстен-клинопироксен. В отдельных вулканах развиты оливин-пироксеновые породы ряда базальт-андезит, однако преобладают пироксеновые разновидности с различным соотношением вкрапленников: двупироксеновые, гиперстеновые, гиперстен-плагиоклазовые. Кислый ряд пород (андезито-дацит — липарит) представлен гиперстеновыми, роговообманко-гиперстеновыми разностями. Характерно появление гранатовых (альмандин) разностей в низах вулканического разреза Ужгород-Перечинского района.

Неогеновые вулканические образования Закарпатья в целом петрохимически очень выдержаны и относятся к известково-щелочному предельно сильному и сильному тихоокеанскому типу. Серийный индекс Риттманна для вулканических пород исследованных регионов гряды колеблется в достаточно малых пределах (0,56—1,73 — Ужгород-Перечинский район, 0,59—1,53 — массивы Синяк, Борлиов Дил, 1,50—2,09 — Великий Шоллес, 0,59—1,96 — Оаш, 1,30—1,68 — Чопская цепь погребенных вулканов, 1,22—1,69 — Береговское холмогорье), а индекс затвердевания Куно для каждой из рассмотренных серий практически сохраняет постоянную величину ( $Si \approx 15$ ).

На плоскости ASB сводной диаграммы А. Н. Заварицкого (рис. 1) базальт — андезитобазальт — андезит — дацит — липарито-дацитовые образования Выгорлат-Гутинской гряды образуют сильно вытянутый по «в» непрерывный рой фигуративных точек, группирующихся вокруг линии Пеле и в пространстве Пеле — Лассен-Пик. В рассматриваемых сериях пород имеем все переходные разности от базальта через широко представленный ряд андезитобазальт — андезитов до экструзивных дацитов и липарито-дацитов. При этом наиболее непрерывный ряд представлен в западном и центральном районах гряды (вулканические массивы Попричный, Анталовский, Синяк, Борлиов Дил), в пределах же хребта Оаш составы пород более контрастны (базальт — андезит — липарит).

Наблюдается некоторая дифференциация составов рассмотренных серий по латерали гряды: эффузивы вулканических хребтов Шоллес — Оаш (пространственно тяготеющие к Хуст-Виноградскому глубинному разлому) в целом более щелочны, чем аналогичные им серии вулканических пород массивов Попричный, Анталовский, Синяк, связанных с Закарпатским разло-

мом, — вариационные линии их составов отчетливо смещены вправо. Полосы распространения фигуративных точек вулкани- тов массивов Попричный — Анталовский и Синяк — Борлиов Дил перекрываются.

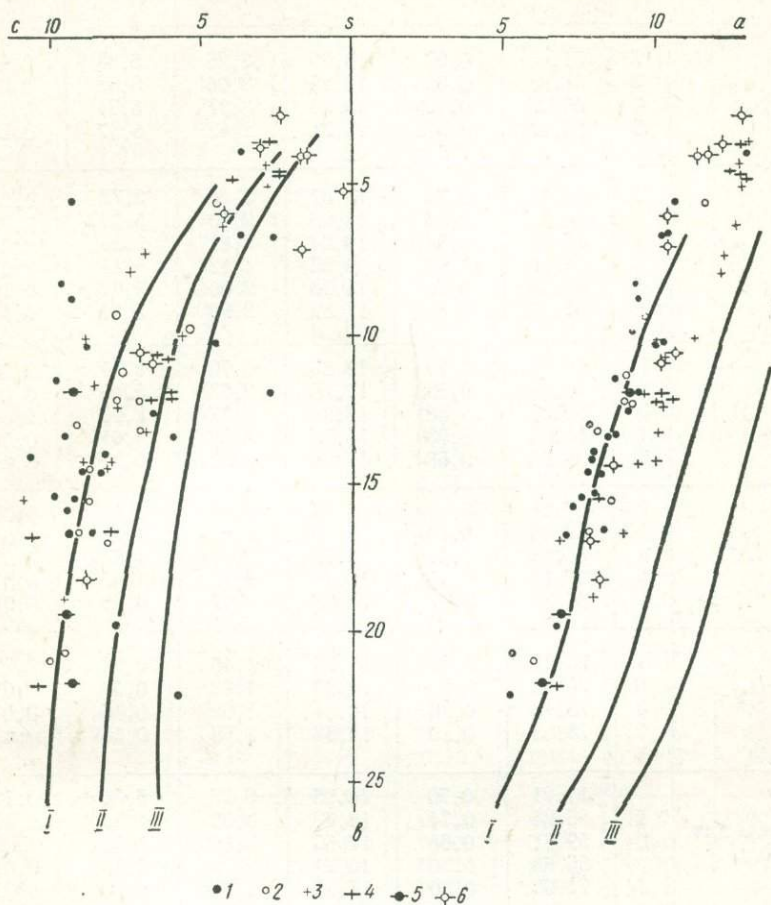


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма А. Н. Заварицкого для неогеновых вулканических пород Закарпатского внутреннего прогиба:

1 — массивы Попричный, Анталовский; 2 — массивы Синяк, Борлиов Дил; 3 — хр. Великий Шоллес; 4 — хр. Оаш; 5 — массив г. Бужора; 6 — Береговское холмогорье и цепь погребенных вулканов; I—III — вариационные линии естественных вулканических ассоциаций мира, соответственно, Пеле, Лассен-Пик и Йеллоустон-Парк.

Андезито-базальт — андезиты сармата и паннон-левантина Чопской цепи погребенных вулканов по петрохимическим показателям и положению на диаграмме не отличаются от эффузивов Выгорлат-Гутинской гряды. Характерно также, что липариты куполов Береговского холмогорья, гранат-содержащие липа-

Таблица 1. Средние химические составы основных типов

Тип пород гряды		Оксиды,					
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
I	2	51,43	0,60	18,50	3,26	5,83	0,16
	3	51,93	0,83	18,89	3,95	5,52	0,07
	4	50,27	0,69	19,83	3,37	5,74	0,13
	5	52,17	0,68	17,71	2,42	6,37	0,17
II	1	55,48	0,72	18,67	3,24	3,72	0,08
	2	55,28	0,66	18,26	2,13	5,79	0,12
	3	55,07	0,78	19,24	3,81	3,83	0,04
	4	55,48	0,92	19,62	4,12	3,14	0,07
	5	54,28	0,71	18,76	2,00	5,72	0,16
	6	55,15	0,82	17,87	2,99	5,31	0,11
III	1	59,20	0,70	18,63	3,70	1,94	0,09
	2	59,89	0,55	17,15	2,53	3,86	0,14
	3	59,37	0,68	17,89	3,57	2,96	0,04
	4	60,85	0,63	16,73	2,56	3,64	0,06
	6	59,58	0,68	17,68	3,33	3,27	0,08
IV	1	67,21	0,19	16,16	1,38	1,15	0,06
	2	67,88	0,19	16,28	1,60	1,70	0,04
	3	66,23	0,44	15,75	2,73	1,62	0,02
	4	67,13	0,41	15,33	3,11	0,67	0,01
	6	66,37	0,47	14,57	4,07	0,63	0,02
V	1	70,24	0,12	15,78	1,46	0,38	0,02
	3	70,15	0,23	14,80	1,82	0,97	0,01
	4	70,48	0,26	14,84	1,62	0,45	0,01
	7	73,03	0,19	13,53	1,58	0,55	сл.
В целом для гряды	I	51,21	0,70	18,95	3,27	5,84	0,13
	II	55,25	0,74	18,67	3,09	4,35	0,08
	III	59,71	0,65	17,66	3,16	3,06	0,08
	IV	66,69	0,30	16,24	2,23	1,13	0,04
	V	71,66	0,20	14,30	1,62	0,59	0,01
Средние типы пород по С. Р. Ноккольдсу	I	50,83	2,03	14,07	2,88	9,00	0,18
	III	51,43	2,60	13,05	3,36	9,74	0,19
	IV	63,58	0,64	16,67	2,24	3,00	0,11
	V	73,66	0,22	13,45	1,25	0,75	0,03

Примечание. I—базальты (47—52 % SiO<sub>2</sub>), II—андезито-базальты (52—57 липариты (>68 % SiO<sub>2</sub>)).

Районы вулканических хребтов: I—Попричный, Анталовский; 2—Синяк и Бор-вулканов; 7—Бер-говское холмогорье.

Средние типы пород по С. Р. Ноккольдсу: I—толеитовый базальт мало- или лочной.

неогеновых вулканических пород Выгорлат-Гутинской гряды

вес. %

	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	п. п. п.	Σ
	5,35	10,01	1,86	0,90	0,12	0,70	0,84	99,56
	4,84	7,99	2,58	1,20	0,41	1,19	0,77	100,17
	4,22	10,20	2,17	1,00	0,17	0,32	1,85	99,96
	5,77	9,51	2,00	1,10	0,20	0,65	1,12	99,87
	3,98	7,94	2,35	1,61	0,17	1,08	1,46	99,50
	3,87	7,75	2,14	1,68	0,20	0,70	1,24	99,86
	3,00	7,60	3,02	1,70	0,22	0,94	1,07	100,32
	2,24	7,64	3,08	1,80	0,26	1,07	0,78	100,22
	3,98	7,73	2,15	1,95	0,16	0,43	0,88	99,88
	4,05	7,59	2,55	1,51	0,27	0,47	0,91	99,60
	2,15	6,40	2,55	2,09	0,16	1,11	1,10	99,72
	2,75	6,33	2,22	2,57	0,15	0,72	0,90	99,76
	2,31	5,95	3,29	2,22	0,30	0,78	0,76	100,12
	2,82	5,45	2,75	2,64	0,16	0,79	1,06	100,14
	2,41	5,86	3,11	2,03	0,21	0,56	1,16	99,96
	0,88	2,63	2,42	3,07	0,25	1,62	0,65	99,29
	0,78	3,65	2,81	3,74	0,17	0,45	0,47	99,74
	1,35	3,47	3,62	3,18	0,13	0,65	0,61	99,80
	0,78	3,43	3,60	3,28	0,15	0,17	0,65	99,72
	0,91	3,36	3,40	2,48	0,15	1,08	2,02	99,53
	0,36	2,57	3,03	3,46	0,06	0,75	1,49	99,72
	0,31	2,31	3,33	3,87	0,06	0,71	1,04	99,61
	0,38	2,13	3,25	3,87	0,09	1,17	1,39	99,94
	0,38	1,76	3,18	3,46	0,13	0,64	1,43	99,86
	4,88	9,58	2,16	1,04	0,22	0,84	1,29	100,11
	9,71	7,74	2,48	1,66	0,20	0,78	0,88	99,64
	2,48	6,03	2,75	2,35	0,20	0,79	0,84	99,76
	0,91	3,26	3,01	3,09	0,17	1,07	1,15	99,29
	0,37	2,03	3,20	3,61	0,10	0,76	0,74	99,19
	6,34	10,42	2,23	0,82	0,23	0,91	—	100,00
	5,28	8,78	3,18	1,04	0,48	0,87	—	100,00
	2,12	5,53	3,98	1,40	0,17	0,56	—	100,00
	0,32	1,13	2,99	5,35	0,07	0,78	—	100,00

% SiO<sub>2</sub>), III—андезиты (57,2—62 % SiO<sub>2</sub>), IV—дациты (63,1—68,5 % SiO<sub>2</sub>), V—лиов Дил; 3—Шоллес, 4—Оаш, 5—г. Бужора; 6—Чопская цепь погребенных безоливиновый; III—толеитовый андезит; IV—дациты; V—риолит известково-ще-

риты основания разреза Ужгород-Перечинского района и липарито-дациты экструзивных куполов Ужгород-Перечинского района, хр. Великий Шоллес и Оаш располагаются на диаграмме в пределах одного роя.

По исследованным сериям пород для типов базальт, андезит-базальт и др. (в соответствии с классификацией Левинсон — Лессинга) для отдельных районов и Выгорлат-Гутинской гряды

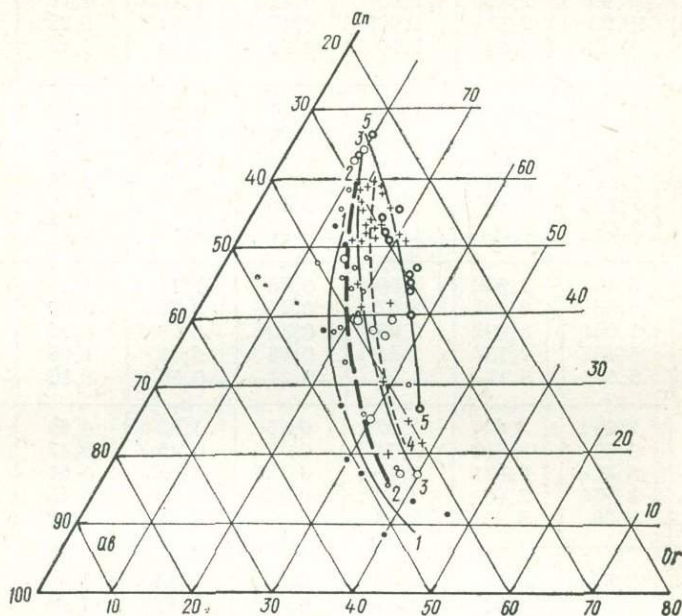


Рис. 2. Диаграмма Ab—An—Or для неогеновых вулканических пород Закарпатского внутреннего прогиба:

1—1' — вариационная линия составов плагиоклазов для вулканических пород Чопской цепи погребенных вулканов; 2—2' — то же для хр. Великий Шоллес; 3—3' — то же для хр. Оаш, 4—4' — то же для вулканических массивов Попричный, Анталовский, 5—5' — то же для вулканических массивов Синяк и Борлиов Дил.

в целом подсчитаны средние химические составы (табл. 1). При общей однородности составов соответствующих типов пород по гряде базальт — андезит-базальт — андезиты хр. Великий Шоллес и Оаш отличаются повышенными содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}$  и пониженными  $\text{MgO}$ . Относительно средних составов известково-щелочных разностей пород по С. Р. Ноккольдсу [16] вулканические породы основного — среднего состава Выгорлат-Гутинской гряды характеризуются большей кремнекислотностью, глиноземистостью, известковистостью, большими содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  и меньшими  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ . Для липаритов сохраняется разница составов по глинозему, извести, закисному железу. Выявленная специфика общего химизма неогеновых вулканических

образований Выгорлат-Гутинской гряды является типичной для андезитовых формаций молодых орогенов и островных дуг [7, 8, 15].

На тройной диаграмме Ab—An—Og (альбит — анортит — ортоклаз) (рис. 2), поле распространения плиоценовых вулканических пород Выгорлат-Гутинской гряды имеет вид не очень

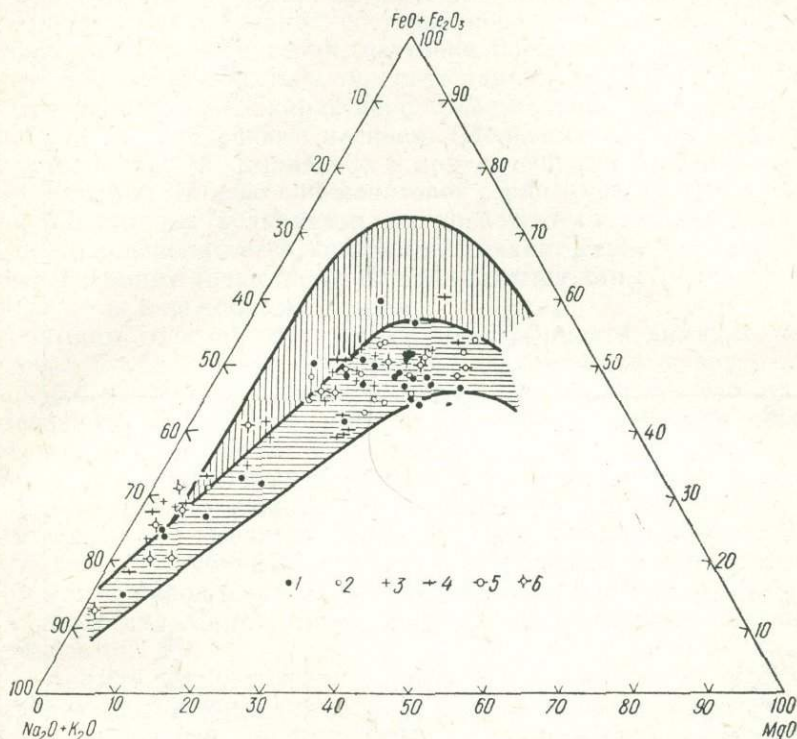


Рис. 3. Диаграмма Л. Уэджера и У. Дира для неогеновых вулканических пород Закарпатья (условные обозначения те же, что и на рис. 1).

широкой, почти вертикальной полосы, что отражает статистическое постоянство соотношения  $K_2O/Na_2O$  при общем возрастании Ab-Ог-компоненты. Наибольшая стабильность состава плагиоклаза свойственна андезито-базальт — андезитам ранней вулканической фазы массивов Попричный, Анталовский, Синяк. На этой диаграмме также отмечается смещение вариационных линий нормативных составов плагиоклазов вулканических массивов Шоллес, Оаш относительно Попричного и Синяка, вследствие увеличения в них доли Ab-составляющей для всей гаммы номеров плагиоклаз (рис. 2). Миоценовые эффузивы Чопской цепи поребенных вулканов и Береговского холмогорья занимают при

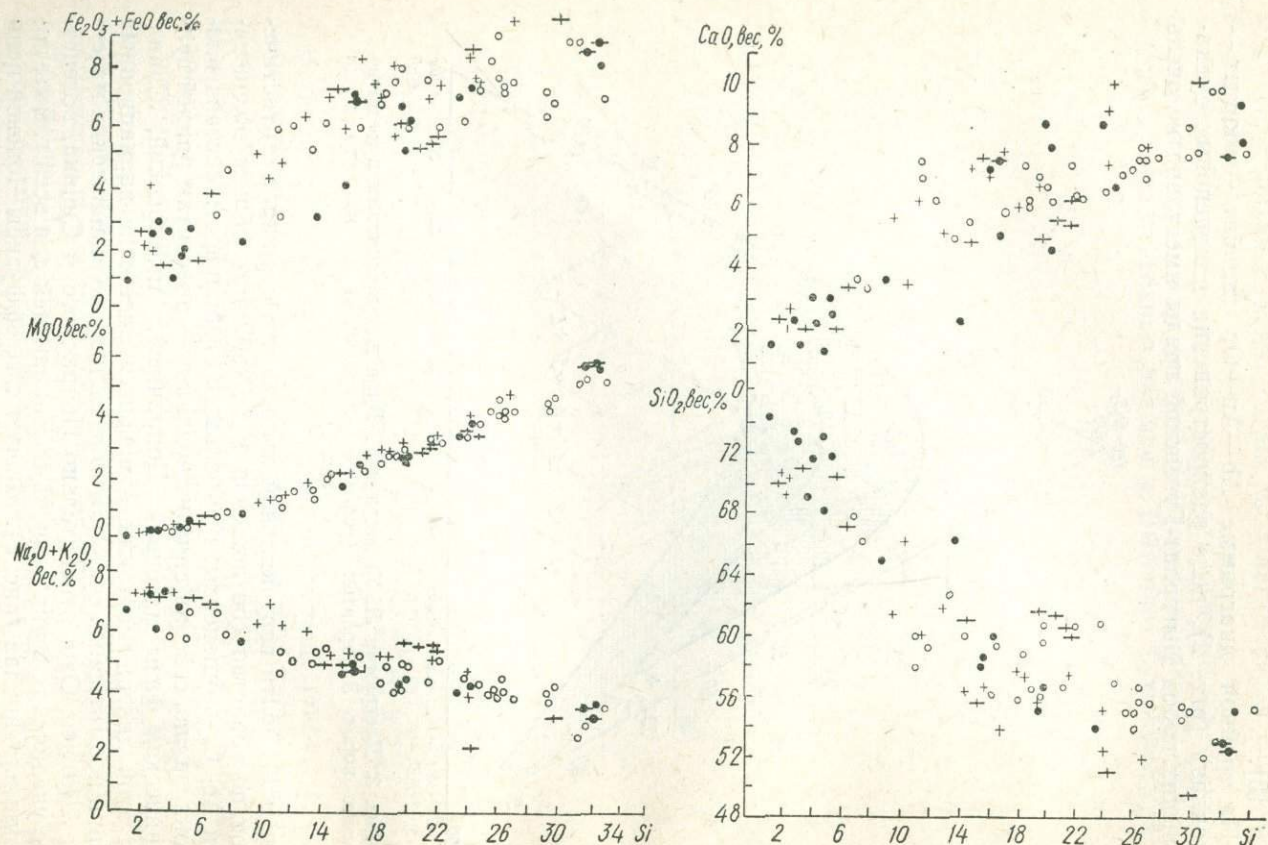


Рис. 4. Диаграмма распределения породообразующих окислов в зависимости от индекса кристаллизации Куно (условные обозначения те же, что и на рис. 1).

этом крайнее «левое» положение, т. е. для них характерное наибольшее  $Ab/Og$  при том же содержании анортитовой компоненты.

На диаграмме Л. Уэджера и У. Дира  $[(Fe_2O_3+FeO)-MgO-(Na_2O+K_2O)]$  (рис. 3) все серии неогеновых вулканических пород Закарпатского внутреннего прогиба располагаются в виде единой полосы преимущественно в поле гиперстеновой серии пород Куно, обнаруживая направление дифференциации, близкое к таковому для средних составов пород по Р. Дели. Ближе к полю пижонитовой серии, частично попадая в нее, располагаются андезиты, дациты и липарито-дациты хр. Великий Шоллес, Оаш, т. е. для них характерно относительное увеличение роли железа по сравнению с магнием. (Нельзя согласиться при этом с мнением Л. П. Кириченко о приуроченности всех вулканитов хр. Великий Шоллес к пижонитовой серии Куно. Средняя вариационная линия вулканитов, по приведенным им анализам [5, рис. 5], располагается как раз на границе серий пород Куно, а фигуративные точки пород распределяются как в поле гиперстеновой, так и пижонитовой серий.

Таким образом, при общей выдержанности химизма неогеновых вулканических образований Закарпатского внутреннего прогиба устанавливается некоторая специфичность состава образований, определяемая их структурно-тектоническим положением в системе прогиба: большая щелочность и железистость, появление оливиновых разностей и более основных в целом до базальтов образований в сериях вулканитов юго-восточной части гряды — хр. Великий Шоллес и Оаш, контролируемых Виноградским глубинным разломом, по сравнению с теми же петротипами пород в пределах вулканических массивов Попричный, Анталовский, Синяк, контролируемых Закарпатским глубинным разломом.

Анализ распределения содержаний элементов-примесей позволяет установить для пород группы базальт — андезито-базальт — андезит по сравнению с кларковым уровнем по А. П. Виноградову обеднение элементами-примесями фемической группы, особенно  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Co$ , слабее  $Mn$ , геохимически тесно связанными с  $Mg$  и закисным железом, а также  $Ti$  и  $Zr$  из группы редких примесей. Для пород же дацит — липарито-дацит — липаритового ряда фиксируется унаследованный дефицит по элементам группы  $F$ , но проявляется отчетливое обогащение редкими  $Sn$ ,  $Mo$ ,  $Zr$  и цветными  $Cu$ ,  $Pb$  (табл. 2) элементами.

При сопоставлении с более специализированным эталоном известково-щелочным андезитом С. Р. Тейлора [13] подтверждается обеднение рассматриваемых базальт — андезито-базальт — андезит — дацитовых серий неогеновых вулканитов Закарпатья  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Mn$ , некоторое обогащение  $Sn$ ,  $Mo$ ,  $U$ ,  $Pb$ ,  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Cs$ , т. е. геохимическая специализация отвечает особенностям общего химизма — обеднению  $MgO$ ,  $FeO$  и повышению  $SiO_2$  ( $Na_2O+K_2O$ ).

Таблица 2. Средние содержания элементов-примесей в основных петрогра

Тип пород, район гряды		Группа F						Груп	
		Ti	Cr	Ni	Co	V	Mn	Sn	Mo
I	2	41,2	77,5	6,2	21,8	259	137	1,6	2,2
	3	55,4	26	6,5	19	212	142	2,6	2,5
	4	55,5	34	7,1	20	215	170	2,2	2,6
	5	41	79	7,3	19	205	153	2,3	2,5
II	1	53	39	6,8	12	168	89	2,0	2,3
	2	41	39	4,2	11	100	105	1,8	2,1
	3	67	21	4,9	14	169	116	2,4	2,4
	4	67	26	6,2	16	257	135	2,4	2,5
	5	53	40	5,8	14	148	123	2,1	2,4
	6	65	26	5,8	14	191	111	1,9	2,9
III	1	58	24	4,3	8,6	115	66	1,9	2,1
	2	35	49	4,4	12	113	96	1,5	2,7
	3	49	17	3,4	8	113	82	2,1	2,5
	4	44	21	4,2	7,9	123	84	2,0	2,3
	5	53	21	4,3	8,8	105	126	1,7	2,6
	6	53	21	4,3	8,8	105	126	1,7	2,6
IV	1	13	11	—	—	5	32	6,2	2,3
	2	13,4	19	—	—	14	39	27	2
	3	23	13	—	—	42	61	1,5	2,3
	4	27	9,6	—	—	24	53	4,1	3,1
	5	31	17	—	—	80	82	1,4	2,2
	6	31	17	—	—	80	82	1,4	2,2
V	1	9,1	7,3	—	—	5	44	3,4	2
	3	13,6	8,9	—	—	12,8	32	3,4	2,5
	4	16,2	7,9	—	—	9,2	24	3,6	2,2
	7	17,2	12	—	—	9	26	3,7	2,9
В целом по гряде	I	56	50	6,8	20	220	157	2,2	2,5
	II	50	33	5,7	13	158	103	2,1	2,4
	III	46	27	4,1	9	115	85	1,9	2,4
	IV	20	13	—	—	28	47	3,6	2,3
	V	15	10	—	—	9	29	3,6	2,6
T	42	56	18	24	175	120	0,8	1,1	
BC	80	50	55	10	110	120	—	0,9	
BK	23	25	8	5	40	60	3	1	

Примечание. Содержания химических элементов даны в вес. %: Ti · 10<sup>-2</sup> %, \* — не определялся.

I—V — основные петрографические типы вулканических пород по Ф. Ю. Левинсон-Скельскам, соответствуют приведенным в табл. 1; T — средний известково-соответственно для пород среднего и кислого состава.

фических типах неогеновых вулканических пород Выгорлат-Гутинской гряды

па R			Группа С				Группа А		
Zr	Y	U	Ga	Cu	Pb	Zn	Li	Rb	Cs
11,3	1,7	1,3	1,3	4,7	8,5	6,2	10	32	1
15	2,2	1,5	1,4	7,2	19	8	12	41	1,3
12	2,1	1,1	2,0	5,8	14	8	6	34	1,6
12	1,8	0,8	1,5	5,0	13	6,7	12	42	1,2
13	2,0	*	1,2	5,1	15,2	7,6	16	69	3
13	1,8	1,8	1,3	4,4	15,5	7,1	22	80	3,7
15	2,1	2,2	1,4	6,1	23	8,5	13	56	1,7
12	2,2	2,1	1,4	5,1	20	7,6	7,8	42	2,1
15	2,1	0,5	1,4	4,6	26	7,5	20	67	2,7
14	2,3	0,9	1,4	3,8	10	7,4	9	63	6,8
13	2,1	1,4	1,2	5,3	16	6	21	88	3,8
11,5	1,9	2,2	1,1	4,6	13	5,4	25	91	3,9
16	2,2	2,3	1,3	5,1	25	6,8	18	89	3,0
13,5	2	2,5	1,2	4,0	24	6,2	20	106	4,7
14	3,0	1,7	1,2	3,3	15	6,5	11	87	2,8
43	—	*	2,2	5,4	40	10	11	130	6,8
35	1,6	*	1,1	2	20,4	5,1	39	180	5,3
15	1,5	*	1	4,4	19	5,0	31	126	3,6
3,7	1,7	*	1,6	4,2	31	6,6	28	136	5,1
13	1,7	*	1	4,4	10	4	15	95	3,6
34	1	*	1,7	4,3	26	9	51	138	5,4
37	1,6	4,3	1,5	3,4	33	5,8	30	171	7,5
36	1,5	4,0	1,4	4,2	33	5,5	24	156	5,8
35	1,8	2,4	1,4	4,0	16	5,3	15	121	4
12	2	1,2	1,7	5,7	13,8	7,4	9,4	37	1,3
14	2,0	1,6	1,3	4,0	17	7,7	16,2	67	3,2
14	2,1	2,2	1,2	4,6	19	6,6	22	92	3,7
27	1,6		1,5	4,3	24	6,2	24	130	5,5
35	1,6	3,3	1,5	4	26	6	19	140	5,1
11	*	0,69	1,6	5,4	6,7	*	10	31	1,3
26	—	1,8	2	3,5	15	7,2	20	100	—
20	3,4	3,5	2	2	20	6	40	200	5

(Mn, Zr, Y, Ga, Cu, Zn) · 10<sup>-3</sup> %, (Cr, Ni, Co, V, Sn, Mo, U, Pb, Li, Rb, Cs) · 10<sup>-4</sup> %.

-Лессингу, соответственно табл. 1; 1—7 — исследованные районы вулканической андезит С. Р. Тейлора [13]; ВС, ВК — кларки по А. П. Виноградову

Сравнивая распределение химических элементов в породах одного петротипа (базальт, андезито-базальт и т. п.) рассмотренных участков Закарпатья, необходимо подчеркнуть его однородность: колебания средних содержаний в породах одного типа по гряде не превышают половины порядка. Во всех типах пород хр. Великий Шоллес и Оаш выявляется относительное повышение содержаний Ti и Pb и понижение Cr по сравнению с аналогичными вулканитами западных и центральных районов.

Отношение K/Rb для вулканитов всех выделенных в пределах гряды фаз колеблется в небольших пределах (190—240), что может интерпретироваться как признак их комагматичности, генетического родства. Для липаритов Береговского холмогорья K/Rb (224) несколько повышено по сравнению с экструзиями липарито-дацитов плиоцена (187).

В изменении отношения Ti/Mn, некоторыми исследователями используемого в качестве меры глубинности образования магматических пород [1], не обнаруживается направленного изменения в зависимости от возраста пород. Эффузивы вулканического комплекса массива Синяк характеризуются относительно постоянными (3,0—4,5) значениями этого параметра. В целом эффузивы восточных районов (Великий Шоллес, Оаш) характеризуются более высокими значениями Ti/Mn (до 6,25, 10,5).

Исследование характера распределения основных породообразующих окислов и элементов-примесей серий вулканических пород рассмотренных районов Выгорлат-Гутинской гряды, в зависимости от возрастания SiO<sub>2</sub> и индекса кристаллизации *si* Куно показывает определяющую роль фракционирования для таких компонентов как Mg, Cr, Ni, Co, Mn, V, Ti. Распределение концентраций элементов-примесей группы R в ряду андезито-базальт — андезит не коррелируется с SiO<sub>2</sub> или *si*. Концентрации их варьируют слабо.

Липарито-дациты и липариты экструзивных куполов при наследовании общих особенностей химизма предшествующих образований (обеднение фемическими примесями, повышенная основность минералов-вкрапленников) характеризуются резким повышением концентраций Zr, Pb, Zn, Rb, преобладанием K над Na, что может рассматриваться как результат возможной контаминации их при становлении в обособленных периферических очагах.

Таким образом, в результате изучения петрохимических особенностей мио-плиоценовых эффузивов Закарпатья выявляются: а) непрерывность изменения (наличие всех переходных разновидностей) составов пород от базальта до липарита; б) близкий (часто идентичный) состав, облик и парагенезис минералов-вкрапленников; в) крайний известково-щелочной петрохимический характер; г) отчетливая петрогеохимическая специализация пород — повышенная кремнекислотность, глиноземистость, известковитость при обеднении MgO, FeO и связанными с ними приме-

сями (Cr, Ni, Co, V), обогащение цветными металлогенными (Cu, Pb) и редкими элементами (Sn, Mo, U, Li, Rb, Cs). Отмеченная специализация является общей для всех районов гряды, сквозной и наследуется всеми производными рассматриваемых серий от основных до наиболее кислых, меняется лишь градиент накопления компонентов: для базальтов, андезито-базальтов и андезитов коэффициенты накопления Cu, Pb, Rb, U колеблются в пределах 1,1—1,7, а для липарито-дацитов и липаритов — 1,5—2,5; в дацитах и липарито-дацитах экструзивных куполов и гранатсодержащих липаритах наблюдается частичная специализация на Zr и Zr (1,5—2 кларка); д) для серий пород ранней и средней стадий активизации характерно направленное и связанное изменение порообразующих окислов, совпадающее с боуэновским трендом, близкие значения петрохимических характеристик, стабильность геохимических индикаторных отношений, что свидетельствует о геохимическом родстве и генетической связи всех пород Выгорлат-Гутинской гряды (рис. 4).

Отсутствие четко выраженной дифференциации лав во времени в пределах Выгорлат-Гутинской и Чопской цепей погребенных вулканов обусловлено наличием мощных подводящих каналов Закарпатского, Припаннонского глубинных разломов и высокой проницаемостью коры, способствовавшей быстрой транспортировке магмы из первичных очагов. На пути движения в участках неоднородного строения земной коры образовались промежуточные магматические очаги, где, очевидно, имели место процессы незначительной дифференциации и контаминации магмы веществом корового состава, что обусловило характерные черты петро- и геохимической специализации пород.

Появление более кислых дериватов объясняется дифференциацией магмы в промежуточных и периферических очагах в периоды относительного покоя вулканической деятельности. Это подтверждается приуроченностью вулканитов кислого состава к радиальным и кольцевым трещинам тектоно-вулканического происхождения в периферических частях крупных аппаратов.

Устанавливается некоторое отличие минерального, химического составов и геохимических особенностей плиоценовых вулканических пород по латерали Выгорлат-Гутинской гряды. Среди образований вулканических массивов Шоллес и Оаш по сравнению с массивами Попричный, Анталовский увеличивается в целом доля более основных пород, появляются оливин-содержащие разности при нормативном плагиоклаз—пироксен—кварцевом составе, рудный минерал, повышается глиноземистость, щелочность (по  $\text{Na}_2\text{O}$ ),  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ , содержания Mn, V, Ga, Pb, понижены содержания MgO, FeO, Cr, Ni, Li.

Наблюдаемое соотношение основных компонентов химического состава определяет и соответствующий парагенезис минералов (нормативный) — Pl—Hy—C — для эффузивов Великого

Шоллеса,  $P1-Hy-Di$  — для массивов Попричный и Анталовский, так как относительное повышение  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$  при обеднении  $FeO$ ,  $MgO$  и  $CaO$  приводит к образованию плагиоклаза с повышенным  $Ab/An$ , избыточный  $Al_2O_3$  выделяется в виде корунда, пироксен представлен гиперстеном, а повышение железистости обуславливает выделение рудного.

Рассмотренные отличия петрогеохимических особенностей вулканических ассоциаций западной и юго-восточной зон Выгорлат-Гутинской гряды, приуроченных к Закарпатскому и Виноградовскому глубинным разломам, видимо, обусловлены различными геодинамическими условиями перемещения магматических расплавов из первичных очагов в верхние этажи земной коры. При движении магмы вдоль зоны Закарпатского глубинного разлома имело место образование промежуточного очага на значительной глубине при участии процессов контаминации коровым материалом (следствием чего является рассмотренный нами ранее [11] специфический характер изменения известковости пород, обусловивший отсутствие рудного, характерные соотношения темноцветных минералов). Для магматических расплавов, формировавшихся в зоне Виноградовского разлома, который по данным ГСЗ фиксируется вплоть до поверхности Мохоровичича и нарушает ее [14], имела место глубинная дифференциация, фракционирование оливина, что привело к обеднению расплава  $MgO$ ,  $FeO$  и связанными с ними примесями, затем приоткрывание раскола, подъем отделившегося расплава и становление промежуточных очагов. В этих условиях роль контаминационных процессов проявилась слабее, повышение железистости пород обусловило приближение составов вулканических пород к пижонитовой серии Куно на диаграмме Уэджера и Дира, относительное возрастание  $pO_2$  и кристаллизацию рудного минерала. Существенным отличием вулканических пород хр. Великий Шоллес от пород пижонитовой серии Изу-Хаконе является высокое  $K/Na$  (0,53—0,55 для базальтов, 0,56—0,59 — андезито-базальтов, 0,22—0,25 — для пижонитовой серии Изу-Хаконе).

Сопоставление особенностей химического состава и распределения химических элементов в кислых дериватах андезитовых магм Выгорлат-Гутинской гряды и липаритов Береговского холмогорья свидетельствует о несущественности их различий (табл. 1, 2). Это позволяет высказать предположение о генетической общности этих образований.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович И. И., Высокоостровская Е. В.  $Ti/Fe$ -отношение в породах гетерогенных магм. — «Геохимия», 1964, № 7.
2. Гончарук А. Ф., Мельниченко Б. Ф. Петрология базальтов Бужорского вулкана и состав исходных магм плиоценовых вулканов Закарпатья. — «Геологический журнал», 1970, 30, № 6.

3. Д а н и л о в и ч Л. Г. Некоторые петрохимические особенности последней фазы вулканизма на территории Советского Закарпатья.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., «Наука», 1969.

4. З о л о т у х і н В. В. Геолого-петрографічні дослідження Чорної гори та прилеглих районів Закарпаття. К., 1960.

5. К и р и ч е н к о Л. П. Петрохимические особенности и родоначальная магма вулканических пород хребта Великий Шоллес (Выгорлат-Гутинская гряда Закарпатской области).— «Геологический журнал АН УССР», 1974, т. 34, вып. 1.

6. К о с т ю к В. П. Некоторые петрохимические особенности третичного магматизма Карпат.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., «Наука», 1964.

7. К у з н е ц о в Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

8. К у т о л и н В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972.

9. М а л е е в Е. Ф. Петрохимические особенности неогенового и четвертичного вулканизма Закарпатья.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., «Наука», 1964.

10. М е р л и ч Б. В., С п и т к о в с к а я С. М. Особенности верхнеогенового магматизма глубинных разломов Закарпатья.— «Геологический сборник Львовского геологического общества», 1965, № 9.

11. О с т а ф і й ч у к И. М., М о л я в к о В. Г., Г а с а н о в Ю. Л. Особенности химизма и распределения элементов-примесей в неогеновых вулканических породах западной части Закарпатского прогиба.— «Сборник научных работ НИСа Киевского ун-та», 1976, № 12.

12. С о б о л е в В. С. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. К., Изд-во АН УССР, 1955.

13. Т е й л о р С. Р. Геохимия андезитов.— В сб.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972.

14. Ч е к у н о в А. В., Л и в а н о в а Л. П., Г е й к о В. С.— «Советская геология», 1969, № 10.

15. Э р л и х Э. Н. Характерные черты кайнозойского вулканизма.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., Изд-во АН СССР, 1973.

16. Химические анализы изверженных горных пород. М., «Наука», 1964.

*I. M. Ostafiychuk*

## PETROGEOCHEMICAL FEATURES OF NEOGENE VOLCANIC ROCKS OF SOVIET PART OF TRANSCARPATHIAN

### Summary

The chemical element distributions in andesite-basalt-andesite-dacite series of neogene volcanic rocks on the territory of western, central and south-eastern regions of Vigorlat-Gutinsky ridge, Chopian chain of buried volcanoes and Beregovy hills are described. The regional geochemical and petrochemical characteristics have been received. The questions of geochemical and metallogenic specialization of volcanic rocks and evolution of their composition in time and area are considered.

## ИЗОТОПЫ СВИНЦА ГАЛЕНИТОВ ДОНБАССА И ПРИАЗОВЬЯ

В изученном регионе выделяются магматическая, скарновая (контактово-метасоматическая) и гидротермальная группы месторождений и рудопроявлений. Первые две из них, известные в зоне сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом и представленные минерализацией титано-магнетитовой формации, а также рудопроявлениями формации рудоносных скарнов, имеют ограниченное распространение по сравнению с гидротермальными рудными залежами сурьмяно-ртутной, полиметаллической, золоторудной и других формаций. Возникновение этих эндогенных образований было связано с глубинными процессами, во многом еще не познанными, поэтому выяснение вопросов генезиса является очень сложной задачей, при решении которой помимо представлений о геолого-структурной позиции месторождений необходимо в полной мере учитывать их минералого-геохимические особенности. Весьма ценными в этом отношении являются сведения об изотопном составе различных химических элементов рудных залежей, поскольку они позволяют обоснованно судить об источниках материнского вещества, характере рудогенерирующих растворов и других важных вопросах рудогенеза, в том числе таких, которые определяют практическую ценность месторождений и рудопроявлений.

В результате проведенных исследований были получены новые данные об изотопном составе свинца, серы, кислорода и углерода минералов рудных месторождений и рудопроявлений Донбасса и Приазовья, которые позволяют осветить их генетические особенности и сделать некоторые практические рекомендации.

В таблице обобщены сведения об изотопном составе свинца галенитов. Более 20 изотопных анализов, являющихся оригинальными, были получены при содействии Л. В. Комлева (Радиевый институт) и Н. П. Щербака (ИГФМ АН УССР), остальные известны по литературным данным [1, 3, 18]. Изучение таблицы открывает ряд интересных особенностей рудных свинцов региона. Обращает на себя внимание явно аномальный характер большинства из них, что наглядно видно на рис. 1 и 2, где фигуративные точки располагаются выше или ниже конкордии (кривой эволюции обычных рудных свинцов) или находятся на удалении от нее (пробы 5, 11, 12 и др.). К этому же выводу приводит сравнение результатов полученных анализов с табличными данными А. П. Виноградова [4], Э. В. Соботовича [16] и других исследователей об изменении изотопного состава свинца во времени.

**Изотопный состав свинца галенитов  
Донецкого бассейна и Восточного Приазовья**

Номер пробы	Места отбора проб	Количество анализов	Изотопный состав свинца (средний) $Pb^{204}=1$			$Pb^{206}/207$	$bTh/U$	$Pb^{207}/208$
			$Pb^{206}$	$Pb^{207}$	$Pb^{208}$			
1	Нагольный кряж	9	18,55	15,93	39,21	1,164	1,14	0,859
2	Никитовское рудное поле	1	18,56	16,03	38,49	1,158	1,11	0,864
3	Дружковско-Константиновское рудное поле	2	18,77	16,01	38,62	1,166	1,11	0,853
4	Северная антиклиналь	3	18,24	15,54	38,23	1,174	1,13	0,852
5	Бахмутская котловина	3	21,91	16,41	42,70	1,335	1,11	0,749
6	Беляевский купол	4	18,84	16,00	39,64	1,180	1,14	0,849
7	Берекский купол	8	19,12	16,09	39,20	1,179	1,11	0,842
8	Славянский купол	2	19,10	15,80	39,15	1,209	1,12	0,827
9	Красноармейский угольный район	2	18,28	15,84	37,61	1,154	1,10	0,861
10	Южно-Донбасский участок	2	17,00	15,15	36,75	1,122	1,14	0,891
11	Новотроицкий участок	5	25,83	16,40	42,88	1,515	1,01	0,635
12	Комсомольское рудопроявление	1	23,74	16,37	42,09	1,450	1,04	0,689
13	Покрово-Киреевское месторождение	1	18,29	15,09	37,04	1,212	1,10	0,819
14	Петровско-Гнутовское рудопроявление	1	15,23	15,03	34,54	1,01	1,14	0,987
15	Октябрьский массив (пироксениты)	1	14,62	14,48	32,14	1,01	1,10	0,990
16	Октябрьский массив (сениит-пегматиты)	1	16,77	15,39	33,51	1,09	1,04	0,918
17	Современный свинец	—	19,04	15,69	39,00	—	—	—
18	Варисский рудный свинец	—	18,11	15,55	38,24	—	—	—
19	Каледонский	—	17,17	15,40	37,00	—	—	—
20	Докембрийский (Pgt) свинец (по А. П. Виноградову) [3]	—	16,48	15,39	36,00	—	—	—

Среди достаточно пестрых по своим изотопным значениям рудных свинцов Донецкого бассейна могут быть выделены несколько групп. К первой из них можно отнести резко аномальные свинцы рудопроявлений зоны сочленения (пробы 11, 12). Повышенные содержания радиогенных добавок здесь могут быть связаны с их перераспределением в родоначальных породах, относительно обогащенных ортитом и другими минералами-предшественниками. В периоды тектоно-магматической активизации региона имела, по-видимому, место мобилизация рассеянного

свинца, особенно его радиогенных компонентов, являющихся, судя по экспериментальным данным Л. В. Комлева и др. [8], наиболее подвижными. Изотопный состав аномального свинца Комсомольского полиметаллического рудопоявления (проба 12), приуроченного к известнякам нижнего карбона, в сочетании с геолого-минералогическими данными [13] указывает на его гидротермальный характер. Такой свинец может быть ли-

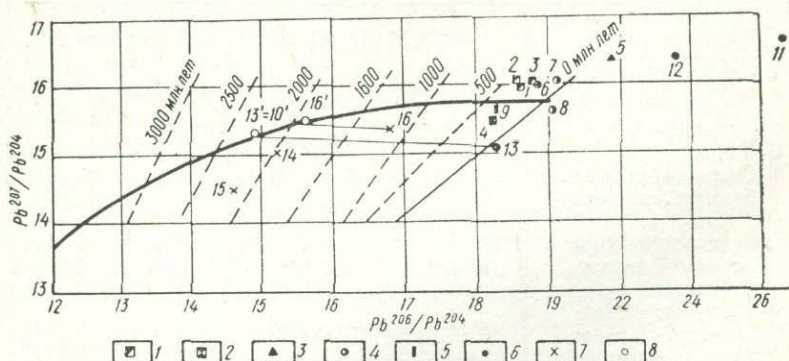


Рис. 1. Соотношение между  $Pb^{207}/Pb^{204}$  и  $Pb^{206}/Pb^{204}$  в свинце галенитов Донбасса и Приазовья:

1 — Главная антиклиналь Донбасса; 2 — Северная антиклиналь; 3 — Бахмутская котловина; 4 — купольные структуры в северо-западной части Донбасса; 5 — западная и юго-западная окраины Донбасса; 6 — зона сочленения Донбасса и Приазовского кристаллического массива; 7 — Восточное Приазовье; 8 — скорректированные значения рудных свинцов.

бо мобилизованным и переотложенным свинцом гранитоидов, либо связанным с другими источниками, обогащенными радиогенными элементами. Это обстоятельство следует иметь в виду при оценке металлогенических перспектив района, особенно в свете данных, приведенных для объяснения причин подобных явлений Д. Я. Суражским и А. И. Тугариновым [17], а также Р. Кэнноном и др. [19]. В группу нормальных свинцов входит также свинец галенита нижнепермских медистых песчаников Бахмутской котловины (проба 5), что, по-видимому, не является случайным, а указывает на зону сочленения Донбасса и Приазовья как вероятный источник рудного вещества этих песчаников. Этот вывод подтверждается геологическими данными, так как среди терригенных и карбонатных пород Бахмутской котловины помимо галенита известны сульфиды меди, довольно широко распространенные, как теперь это стало известно, и в зоне сочленения [9, 11, 12]. Интересно сравнение изотопных характеристик вышеупомянутых рудных свинцов зоны сочленения со свинцом галенита среди терригенных меденосных пород и галенита, приуроченного к вышележащим карбонатным отложениям. Практическое отсутствие изотопного сдвига в первом случае и заметные отличия во втором указывают, как это отмеча-

лось Е. Н. Бартническим и др. [1], на достаточную изолированность бассейна осадконакопления в период отложения рудного вещества медистых песчаников и на широкий морской водообмен при образовании известняков и доломитов нижней перми. Это привело к значительному изотопному выравниванию свинца галенита, приуроченного, например, к пласту доломита  $R_2$ , так что его аномальный характер проявляется менее резко:  $Pb^{206}/Pb^{204} = 18,43$ ;  $Pb^{207}/Pb^{204} = 15,87$ ;  $Pb^{208}/Pb^{204} = 39,09$  (анализ выполнен Л. В. Комлевым и С. И. Данилевичем).

Ко второй группе относятся свинцы галенитов Нагольного рудного района, а также других месторождений, приуроченных к Главной антиклинали Донбасса (пробы 1—3). Здесь также следует отметить прежде всего их сходство с аномальными свинцами  $J$ -типа, которые характеризуются повышенным содержанием радиогенных добавок, особенно  $Pb^{207}$  и  $Pb^{208}$ , так что их значения оказываются выше соответствующих значений современных свинцов. Полученные данные указывают на близкий изотопный состав свинца галенитов различных месторождений Нагольного

кряжа, в том числе расположенных как на северной, так и на южной ветвях Главной антиклинали. Нет также существенных изменений изотопного состава свинца до глубины 2776 м, поскольку незначительные его вариации меньше обычных изотопных вариаций, присущих свинцам  $J$ -типа в пределах локальных рудных районов. Все это указывает на единый материнский источник рудного вещества месторождений и, по всей видимости, близкоодновременное их формирование в сходных условиях. Следует поэтому очень осторожно относиться к имеющимся в литературе высказываниям о значительных генетических отличиях и большом разрыве во времени образования золоторудных и полиметаллических месторождений Нагольного кряжа. Результаты изотопных анализов, наряду с геологическими данными не дают оснований говорить о быстром выклинивании оруденения с глубиной и резком изменении его вещественного состава. Глубокие скважины это не показали; по всему интервалу бурения сохраняется один и тот же жильный тип оруденения,

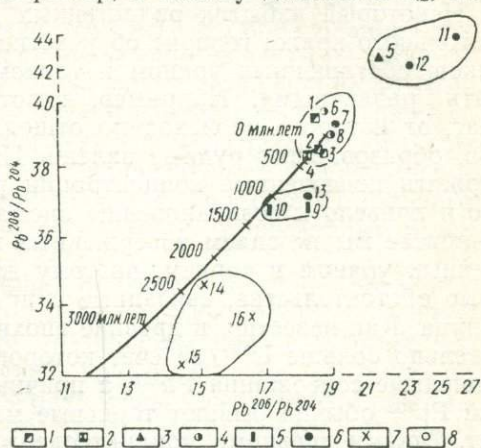


Рис. 2. Зависимость между  $Pb^{208}/Pb^{204}$  и  $Pb^{206}/Pb^{204}$  в свинце галенитов Донбасса и Приазовья (обозначения те же, что и на рис. 1.).

сходного, в общем, минералогического состава, а изотопные отношения в пробах галенита, отобранных на глубинах 2776 м и 252 м, практически совпадают.

Для решения вопроса о причинах возникновения аномальных свинцов в Нагольном кряже данных пока недостаточно, однако некоторые суждения на этот счет могут быть высказаны.

Некоторый избыток радиогенных добавок в рудном свинце Нагольного кряжа говорит об участии в его образовании источников, обогащенных ураном и торием. Такие источники могли быть различными. Например, гипотетический магматический очаг, от которого происходило отщепление рудоносных растворов, образовавших рудные залежи Нагольного кряжа, мог содержать повышенные концентрации радиоактивных элементов, что и привело к возникновению аномальных свинцов. Однако в Донбассе мы не знаем изверженных пород, значительно обогащенных ураном и торием, поэтому кажутся более вероятными иные обстоятельства, связанные с привносом древнего рудного свинца. Как известно, в древние эпохи в земной коре было значительно больше  $U^{235}$ , за счет которого могли образоваться повышенные содержания  $Pb^{207}$ , а причиной повышенных содержаний  $Pb^{208}$  обычно бывают ториевые минералы, например, монацит. Такими древними монацитсодержащими породами являются гранитоиды Приазовского кристаллического массива, для которых характерна обогащенность радиогенными добавками.

Таким образом, намечается важная роль докембрийского кристаллического фундамента в формировании рудных свинцов среди верхнепалеозойских отложений. Установить определенно пути и способ перемещения свинца из древних образований пока не представляется возможным. Не исключая других объяснений, можно высказать предположение о выносе подвижных радиогенных добавок химически активными гидротермальными растворами, возникновение которых было связано с верхнепалеозойско-мезозойскими этапами тектоно-магматической активности, существенно переработавшими докембрийский кристаллический субстрат, особенно в период максимальных проявлений в Донском бассейне тектонических движений и связанных с ними явлений. При этом неизбежно должно было происходить смешивание свинца различного происхождения в результате, например, взаимодействия отделившихся растворов с расположенными стратиграфически выше вмещающими осадочными породами и разбавления этих растворов обычным свинцом. Этим может объясняться некоторое отличие изотопных соотношений как в рудных свинцах Нагольного кряжа, так и свинце кристаллических пород. При таком процессе, очевидно, порции свинца, отложенные вблизи зон разломов, по которым они поступали во вмещающие породы, должны иметь большую радиогенную добавку, чем свинец удаленных от этих разломов рудопроявлений. Это обстоятельство может быть использовано при поисках глубин-

ных рудоподводящих разломов с помощью изотопных анализов.

Явление выноса в верхние осадочные толщи рассеянного в глубже залегающих кристаллических породах свинца было установлено в ряде районов мира; оно, например, имело место при образовании полиметаллических залежей района Миссисипи — Миссури [2 и др.]. Здесь важно отметить, что образование этих значительных полиметаллических залежей с запасами в миллионы тонн, дающих около 45% современной добычи свинца в США, произошло из среды, в общем бедной свинцом за счет гранитизации древнего кристаллического основания. Трудно сейчас сказать что-либо определенное о производительности родоначального материнского источника рудоносных растворов Нагольного кряжа и других районов Донбасса, однако приведенные выше обстоятельства следует иметь в виду.

Обращает на себя внимание большое сходство изотопных данных свинца галенитов Нагольного кряжа (проба 1) и Горловской (проба 2), а также ее продолжения — Дружковско-Константиновской антиклинали (проба 3). По содержанию  $Pb^{206}$  и  $Pb^{207}$  они практически одинаковы, достаточно близкими являются также значения  $Pb^{208}$ . Это может свидетельствовать о генетическом родстве указанных месторождений, подтверждая высказывавшиеся ранее мнения, основанные на сходстве структурно-минералогических данных [7, 10]. Генетически однотипными в пределах указанной минерагенической провинции являются месторождения и рудопроявления северо-западной ее части, где известна ртутно-полиметаллическая минерализация, приуроченная к купольным структурам. Здесь также развиты аномальные свинцы *J*-типа (пробы 6—8), заметно обогащенные радиогенными добавками. Эта однотипность и относительно близкие изотопные значения рудных свинцов Центрального района и его северо-западного продолжения вряд ли являются случайными. Значительное площадное распространение однотипного оруденения позволяет предположить существование ртутно-полиметаллических и генетически им родственных рудопроявлений вдоль всей Главной антиклинали, вплоть до северо-западных окраин Донбасса. Очевидно, здесь мы имеем дело с обширной площадью, где известны пока лишь верхние части геолого-структурного рудоносного яруса (да и то еще не везде). В пределах этого яруса, достаточно протяженного по вертикали (не менее 3 км) имеет место минералогическая зональность, обусловленная различной геохимической подвижностью элементов, стадийностью рудообразования и другими факторами. Исходя из этого, можно предположить, что глубже известных в районе Никитовки, а также на северо-западной окраине Донбасса ртутных месторождений следует ожидать обнаружение полиметаллических и, возможно, других более высокотемпературных рудных образований. Изотопные данные как бы трассируют зону влияния Централь-

но-Донбасского продольного глубинного разлома, установленно-го по данным ГСЗ. Ведь не случайно для свинца галенитов Се-верной анликлинали (проба 4, данные В. А. Жулида), входящей в зону влияния иного разлома (Лутугинского), наблюдаются обычные изотопные отношения нормального типа.

Обособляется своеобразная группа рудных свинцов Южно-Донбасского и Красноармейского участков, а также Покрово-Киреевского месторождения, расположенных в местах сложных пересечений продольных, поперечных и диагональных глубин-ных разломов. Несмотря на разный характер и значительную удаленность Покрово-Киреевского флюоритового месторожде-ния (проба 13) и вкрапленности галенита в песчанике свиты  $C_2^5$  Красноармейского района (проба 9), они имеют практически одинаковые значения изотопов  $Pb^{206}$  и пониженное содержание  $Pb^{208}$  по сравнению с обычными для герцинских свинцов значе-ниями. Это указывает на участие в рудообразовании источников, бедных торием. Таковыми могли быть осадочные толщи карбо-на, для которых обычно пониженное содержание этого элемен-та. Если учесть дефицит  $Pb^{207}$  в свинце галенита Покрово-Кире-евского месторождения, расположенного среди известняков ниж-него карбона, то предположение о достаточно тесной генетичес-кой связи указанных рудопроявлений с вмещающими породами не будет казаться неожиданным и его следует, очевидно, иметь в виду при решении практических вопросов поисков новых рудо-проявлений аналогичного типа.

Необычен изотопный состав свинца галенита в трахиандези-те, секущем отложения нижнего карбона Южно-Донбасского участка (проба 10). Если бы не был известен возраст дайки тра-хиандезита, то находящийся в ней свинец можно было бы при-нять (по данным изотопного анализа) за каледонский или даже докембрийский. Поскольку геологические сведения однозначно указывают на позднегерцинский возраст трахиандезитов Дон-басса, то для этого аномального свинца *B*-типа мы имеем пони-женные по сравнению с его возрастными данными изотопные со-отношения. Причиной этого могли быть вынос и переотложение древнего свинца из глубоких этажей магмой, бедной *U* и *Th*. Так как изотопный состав свинца трахиандезита резко отличает-ся от изотопных значений свинцов Нагольного кряжа, то следу-ет осторожно подходить к мнению о непосредственной генетичес-кой связи этих образований и происхождении их из единого ро-донадального источника, что можно встретить в литературе.

Последнюю группу образуют результаты анализов свинцов Октябрьского щелочного массива и Петровско — Гнутовского рудопроявления Восточного Приазовья (пробы 14—16). Проба 14 была отобрана из карбонатно-флюоритовой жилы с вклю-чениями сульфидов, перебуренной скважиной на Петровско-Гну-товском участке на глубине 150,2—153,5 м. Генезис этого уни-кального флюоритового с аксессуарной паризитовой минерализа-

цией рудопроявления давно вызывает повышенный интерес геологов, поэтому полученные изотопные анализы свинца интересны прежде всего в том отношении, что они явно указывают на его докембрийский возраст. Если произвести оценку возрастных данных по найденным изотопным соотношениям тремя различными методами, рекомендованными Р. Расселом и Р. Фаркуаром [14], то получим значение абсолютного возраста свинца Петрово-Гнутово от 1920 до 2100 млн. лет с известной, конечно, долей неопределенности. Эти сведения находятся в соответствии с геологическими наблюдениями В. И. Кузьменко, который при разведке месторождения в 1940 г. установил пересечение флюоритовой жилы и вмещающих ее сиенитов крутопадающей дайкой основной породы, а возраст дайкового комплекса Приазовья считается верхнепротерозойским [5, 6 и др.]. Для полученного интервала времени характерен наиболее грандиозный в пределах УКЩ тектоно-магматический цикл, с интрузивной деятельностью которого связывают возникновение кировоградско-житомирских гранитов и различных (в том числе свинцовых) рудопроявлений [6]. Следы проявлений этого цикла установлены почти на всей территории УКЩ, но для Восточного Приазовья они считались сомнительными, хотя для щелочных гранитов Хлебодаровки по циркону был установлен возраст около 2000 млн. лет [5]. Очевидно, это значение нельзя считать случайным, поскольку оно подтверждается данными абсолютного возраста, полученными другими методом и для иного в Восточном Приазовье района.

О наличии в районе более древнего магматизма, чем это принято считать, свидетельствуют изотопные соотношения свинца пробы 15, которые сопоставимы с изотопными данными свинца из галенитового прожилка с возрастом  $2380 \pm 200$  млн. лет в магнетитовых породах с. Веселяны Конкской магнитной аномалии [18]. Однако при интерпретации полученных для пробы 15 (галенит из кальцитового прожилка в пироксенитах) результатов необходимо соблюдать известную осторожность, так как корректность изотопных отношений любого анализа зависит главным образом от точности лабораторного определения количества изотопа  $Pb^{204}$ . В докембрийских свинцах обычно устанавливается 1,45—1,50% этого изотопа [2], тогда как в пробе 15 соответствующие пересчеты показали 1,607%  $Pb^{204}$ . Второе обстоятельство, которое заставляет проявлять осторожность, связано с идентичностью отношений  $Pb^{206/207}$  в пробах 14 и 15 и практическое совпадение величин  $Pb^{207/208}$  в обеих пробах (см. таблицу). Все это наводит на мысль о том, что пробы 14 и 15 скорее всего характеризуют близкоодновременные проявления тектономагматической активности в докембрии Приазовского щита. Хотя окончательное решение этого вопроса требует дополнительных исследований, уже сейчас можно достаточно уверенно говорить о древних эпохах рудообразования, проявившихся в Приазовье, что подтверждается также изотопными данными

пегматитов Елисеевки, изученных Э. В. Собоновичем [16]. Любопытны изотопные отношения в пробе 16, которая представляет собой вкрапление галенита в сненил-пегматит Октябрьского массива.

Повышенные содержания изотопов  $Pb^{206}$  и  $Pb^{207}$  относительно  $Pb^{208}$  в этой пробе по сравнению с пробами 14 и 15 (таблица) свидетельствуют об аномальном характере ее свинца. Поскольку пересчеты показывают содержание  $Pb^{208} = 50,28\%$  в пробе 16, т. е. менее  $52\%$ , что считается признаком загрязнения урановым свинцом [2], то эта контаминация имеет урановый характер. Об этом же говорит рис. 2, на котором результаты анализа пробы 16 лежат далеко в стороне от конкордии. Судя по соотношению изотопов  $Pb^{206/207}$  [14], эта добавка уранового свинца произошла около 1,2 млрд. лет тому назад, что может указывать на проявление процессов тектоно-магматической активизации в верхнепротерозойский платформенный этап развития региона, с которыми было связано возникновение, вероятно, не только нарушенной минерализации.

Скорректировав изотопные значения свинца галенита Покрово-Киреевского месторождения (проба 13) в соответствии с имеющимися в литературе рекомендациями [14], можно видеть, что на конкордии свинец этого месторождения расположится рядом со свинцом из Петрово-Гнутово (проба 14, рис. 1). Этот весьма любопытный факт может свидетельствовать о едином глубинном материнском источнике фтора этих месторождений, геохимическая история которого для Покрово-Киреевского месторождения была более сложной и длительной, связанной, например, с его мобилизацией из докембрийских щелочных пород химически активными гидротермальными растворами и фиксацией в нижнекаменноугольных карбонатных породах.

Таким образом, оценивая причины разброса в значениях изотопного состава рудных свинцов Донецкого бассейна и Приазовья, следует иметь в виду неоднородность исходного материнского источника рудопроявлений, полихронность процессов рудообразования, а также отчетливо проявившиеся явления контаминации и ассимиляции с вытекающими отсюда последствиями.

О явлениях контаминации не только древних, но и молодых свинцов свидетельствуют приведенные в таблице соотношения  $Pb^{206/207}$  и особенно  $Pb^{Th/U}$ . По данным Д. Брауна [2], нормальное отношение всего ториевого свинца ( $Pb^{208}$ ) ко всему урановому ( $Pb^{206} + Pb^{207}$ ) составляет 1,13. В изученных рудных свинцах указанное отношение является исключением, а не правилом, так как большинство проб имеют  $Pb^{Th/U}$  от 1,01 до 1,11, а также 1,14 (таблица). Это говорит об их контаминации, особенно характерной для свинца галенитов зоны сочленения, Бахмутской котловины и зоны купольных структур на северо-западе Донбасса. Здесь, по-видимому, имела место комплексная контаминация урановым и ториевым свинцом, свидетельствующая о по-

лигенности фильтрационной группы источников рудного вещества (в понимании В. И. Смирнова [15]) изученных месторождений и рудопроявлений.

Полученные данные позволяют говорить о неодинаковом распределении химических элементов-предшественников свинца в глубинных кристаллических породах бассейна, что связано с неоднородным строением и сложной геологической историей развития его кристаллического ложа, как об этом свидетельствуют результаты изучения рудных свинцов Приазовья. Установленная по изотопным данным тенденция удревления возраста отдельных минералопроявлений Донбасса наряду с геологическими фактами указывает на слабо учитываемый при металлогеническом анализе региона смешанный характер источников рудообразования, а также на развитие процессов унаследования, при которых в генезисе новых минералопроявлений принимало участие рудное вещество прошлых металлогенических эпох. Обнаруженный анализами преимущественно аномальный характер рудных свинцов может быть использован как дополнительный диагностический признак областей автономной тектоно-магматической активизации, каким является изученный регион.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бартницкий Е. Н., Лазьков В. А., Скаржинский В. И. Об изотопном составе свинца из галенитов Донецкого бассейна.— «Геохимия», 1967, № 7.
2. Браун Дж. С. Рудные свинцы и изотопы.— В сб.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., Атомиздат, 1969.
3. Виноградов А. П., Задорожный И. К., Зыков С. И. Возраст Земли по изотопному составу свинцов.— В сб.: Труды I сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Изд. АН СССР, 1954.
4. Виноградов А. П. Изотопы свинца и их геохимическое значение.— В сб.: Труды Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. М., Атомиздат, 1955.
5. Виноградов А. П. и др. Возраст докембрийских пород Украины. Сообщение 3.— «Геохимия», 1957, вып. 7.
6. Виноградов А. П. и др. Геохронология докембрия Украины.— В сб.: Труды XXI сессии Международного геологического конгресса. М., 1960.
7. Захаров Е. Е., Королев А. И. Структура рудного поля, минералогический состав и генезис Никитовского ртутного месторождения в Донецком бассейне. М.— Л., 1940.
8. Комлев Л. В., Иванова К. С., Савоненков В. Г. О дифференциальной подвижности изотопов свинца и характера примесного свинца в монацитах.— «Геохимия», 1964, № 12.
9. Нечаев С. В. Минерализация Волновахской зоны разломов. К., «Наукова думка», 1970.
10. Панов Б. С. Структура и рудоносность Чегарникского купола Никитовского ртутного месторождения в Донбассе.— «Записки Всесоюзного минералогического общества», 1957, ч. 86, вып. 3.
11. Панов Б. С. О находке медного оруденения в девонских отложениях юго-западной окраины Донецкого бассейна.— «Минералогический сборник», 1961, № 15.

12. Панов Б. С. Девонські мідисті пісковики у Донецькому басейні.— «Доповіді Академії наук УРСР», 1964, 8.

13. Панов Б. С. О галените и сфалерите в известняках из окрестностей села Раздольного (Каракуба) в Донецком бассейне.— В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований. Изд-во Львовского университета, 1970.

14. Рассел Р., Фаркур Р. Изотопы свинца в геологии. ИЛ, 1962.

15. Смирнов В. И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1969, № 3.

16. Соболев Э. В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М., Атомиздат, 1970.

17. Суражский Д. Я., Тугаринов А. И. Об использовании изотопного состава свинца для поисков урановых руд.— «Атомная энергия», 1960, т. 9, вып. 1.

18. Тугаринов А. И., Зыков С. И. Возраст и геохимические особенности свинцовых рудопоявлений Украины.— «Геохимия», 1956, № 3.

19. Саппон R. S. The date of lead isotope geology related to problem of ore genesis.— «Economic Geology», 1961, v. 56, № 1.

*B. S. Panov*

## LEAD ISOTOPES OF THE DONETS BASIN AND PRIAZOVJA

### Summary

This article gives us a new information about the lead isotopic correlation of galena from different ore deposits of the Donets Basin and Priazovja.

This lead isotopic correlation establishes a considerable complication in the formation process of lead with the traces of redeposition of ore matter which may have come from more deeply lying ancient rocks.

М. А. КАРАСИК, проф., А. З. АНИЩЕНКО, ст. инж.,

В. И. МОРОЗОВ, канд. геол.-мин. наук

Институт минеральных ресурсов Министерства геологии УССР

## ГАЗОВЫЕ ОРЕОЛЫ РТУТИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОЙ ПРАКТИКЕ

По сравнению с такими газовыми индикаторами рудных месторождений, как гелий, водород, азот, сероводород, углекислота, метан, тяжелые углеводороды и другие [2, 10, 12, 17], пары ртути находятся в природе в относительно небольших концентрациях. Так, при геохимическом фоне ртути в почвенном воздухе в различных районах, колеблющемся примерно в пределах  $10^{-9}$ — $(1-2) \cdot 10^{-7}$  мг/л, аномальное ее содержание обычно достигает  $10^{-6}$  мг/л, а в атмосферном воздухе на уровне земной поверхности — на 1—2 порядка ниже [1, 7, 8, 12—14]. Обычно при более стабильных и гораздо менее подверженных влиянию различных естественных и искусственных факторов концентрациях ртути в почвенном воздухе в геохимических поисках почвенный воздух чаще является объектом опробования.

Локальные источники паров ртути связаны с различными типами рудных месторождений, а также с лавовыми и грязевы-

ми вулканами, минеральными источниками, некоторыми месторождениями ртутисодержащих углей, нефти, природных газов и, вероятно, других полезных ископаемых.

Применение в 1963—1970 гг. Институтом минеральных ресурсов и трестом «Артемгеология» усовершенствованного химического метода определения ртути в воздухе и приспособленного к полевым условиям компактного оборудования на автомашине позволило отобрать и проанализировать на ртуть более 15 тыс. проб и выявить ее газовые ореолы над многочисленными ртутными, полиметаллическими, золоторудными месторождениями, над грязевыми вулканами и зонами разрывных нарушений в рудных районах Украины и Северного Кавказа [1, 3—5]. Использование этого же метода при экспериментальных физико-химических исследований условий парообразования ртути над киноварью и ртутьсодержащими горными породами наряду с результатами указанных полевых работ дало возможность приступить к разработке теоретических основ газортутного метода поисков рудных месторождений [6]. Новые возможности для изучения газовых ореолов ртути появились с применением атомно-абсорбционных методов определения ее паров с использованием золотых и иных сорбентов с установками на автомашинах и вертолетах [13, 16, 18, 19, 22].

Наибольшее внимание до настоящего времени уделялось изучению газовых ореолов ртути над ртутными месторождениями. При этом в ряде работ [8, 9] такие ореолы связывались только с процессами окисления руд и наличием в них металлической ртути. В последнее же время все чаще устанавливается связь газовых ореолов с незатронутыми окислением рудными залежами. Большая ценность и перспективы дальнейшего развития газортутного метода заключаются именно в возможности выявления газовых ореолов над скрытыми и глубоко залегающими рудными телами, особенно в тех случаях, когда последние не сопровождаются ни первичными, ни вторичными литогеохимическими ореолами. Впервые такой факт был установлен на одном из участков Никитовского рудного поля, где рудная залежь пластового типа в песчаниках залегает на глубине 150—300 м [4].

Теоретическое обоснование поисков скрытого ртутного оруденения вне влияния зоны окисления было разработано в Институте минеральных ресурсов путем термодинамических расчетов и экспериментальных исследований по условиям образования паров ртути над киноварью при различных реакциях ее окисления, возгонки, диссоциации и восстановления при таких температурах и давлениях, которые характерны для обычных глубин залегания ртутных месторождений, в том числе и приповерхностных. Это же относится и к результатам экспериментальных работ с образцами горных пород, взятыми из рудоносных толщ с аномальным и даже фоновым содержанием ртути [6, 11, 13].

Вытекающая из указанных теоретических и экспериментальных исследований возможность обнаружения залегающих на значительных глубинах залежей неизменных киноварных руд подтверждается теперь уже на многих рудных объектах [1, 4]. Наиболее ярким и типичным примером в этом отношении является район Дружковско-Константиновской антиклинали, где по ряду профилей скрытое на глубине 500—700 м ртутное оруденение почти всегда четко фиксируется газowymi ореолами ртути в почвенном воздухе. Это можно

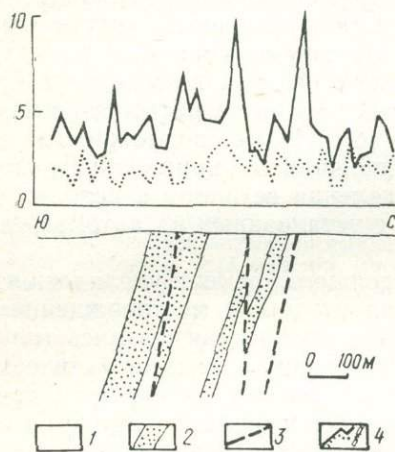


Рис. 1. Схематический геологический разрез через Дружковско-Константиновскую антиклиналь (по материалам Горловской ГРЭ) с графиками распределения ртути:

1 — сланцевая толща с пропластками известняков; 2 — песчаники; 3 — разрывные нарушения; 4 — ртутная минерализация; 5 — содержание ртути (а — в почвенном воздухе,  $10^{-8}$  мг/л; б — в почве,  $\sim 10^{-6}\%$ ).

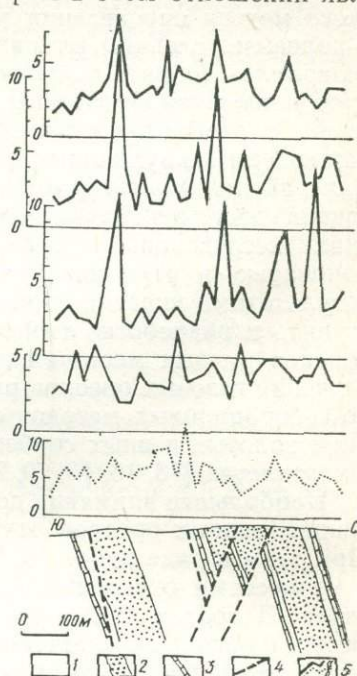


Рис. 2. Схематический геологический разрез через восточную часть Горловской антиклинали с графиками распределения ртути.

1 — глинистые сланцы и аргиллиты; 2 — песчаники; 3 — известняки; 4 — разрывные нарушения; 5 — содержание ртути (а — в почвенном воздухе по четырем параллельным профилям  $\sim 10^{-8}$  мг/л; б — в почве,  $\sim 10^{-6}\%$ ).

объяснить тем, что мощная песчано-сланцевая толща вышележающих горных пород не играет экранирующей роли, поскольку она разбита сложной системой разрывных нарушений (рис. 1).

С применением высокочувствительных методов определения ртути появилась также возможность трассирования продуктивных на ртуть пластов песчаников, над которыми даже далеко за пределами рудных полей обнаруживаются более высокие ее концентрации в почвенном воздухе (по сравнению со сланцами), что устанавливается по наблюдениям на нескольких профилях (рис. 2).

Важное значение приобретает возможность выявления и трассирования с помощью газовых ореолов ртути разрывных нарушений, что было установлено на ранней стадии исследований. Естественно, что разрывные нарушения, зоны дробления, трещиноватости и смятия пород являются главными путями миграции паров ртути от глубинных ее источников к дневной поверхности и, по-видимому, только незначительная их часть перемещается путем диффузии через горные породы. Действительно, аномальные содержания ртути в почвенном воздухе фиксируются над подавляющим большинством разрывных нарушений самых различных порядков как ассоциирующих в ртутной и иной минерализациях, так и не связанных с ними. Из рис. 3 следует, что все разрывные нарушения (2—3 порядков для данного района) четко фиксируются аномалиями по парам ртути при отсутствии ртутной минерализации на глубине и однообразном распределении общего ее содержания в почве. Проведенные исследования по трассированию разрывных структур в Донбассе, Крыму и на Северном Кавказе [1, 15] и в других районах, особенно в зонах сейсмической активности [13], указывают на большую эффективность их выявления. Средний коэффициент обнаружения разрывных нарушений, фиксируемых газовыми ореолами ртути в Центральном Донбассе, даже при использовании недостаточно чувствительного химического метода ее определения ( $(1-2) \cdot 10^{-7}$  мг/л) составлял 0,7 [1]. Следует иметь в виду, что иногда к числу незафиксированных относятся разломы, заполненные плотным глинистым веществом.

Особое значение имеет возможность выявления поперечных разломов, нередко играющих роль рудоподводящих структур. Например, отчетливо выраженные аномалии по газовым ореолам были выявлены над отдельными такими разломами по субширотному профилю длиной около 20 км вдоль Вышковского рудного поля в Закарпатье. Последующая проверка аномалий литохимическим методом привела к заключению о вероятности залегания скрытого ртутного оруденения в средних и нижних ярусах рудовмещающей толщи, особенно в локальных складчатых структурах [6].

О наличии газовых ореолов ртути над отдельными свинцово-цинково-серебряными месторождениями Северной Америки сообщалось еще в 1962 г. [19]. В последнее время указывалось на газовые аномалии ртути над медными, цинковыми и никелевыми месторождениями [20]. Довольно четкие ореолы ртути в почвенном воздухе устанавливаются на ряде полиметаллических месторождений Закарпатья [1], золоторудных в Восточном Саяне [14], медноколчеданных и полиметаллических в Казахстане [13]. Можно ожидать, что газовые ореолы ртути должны сопутствовать любым эндогенным месторождениям с присутствующими им литохимическими ореолами. Особенно это относится к месторождениям, расположенным в зонах разрывных нарушений.

Интересно, что при небольшом количестве точек опробования и неравномерном их распределении на площади около  $0,5 \text{ км}^2$  газовыми ореолами ртути с количеством ее в пробах почвенного воздуха от  $3 \cdot 10^{-8}$  до  $1 \cdot 10^{-7} \text{ г}$  в штате Невада, США (район рудника Кортес) удалось оконтурить месторождение

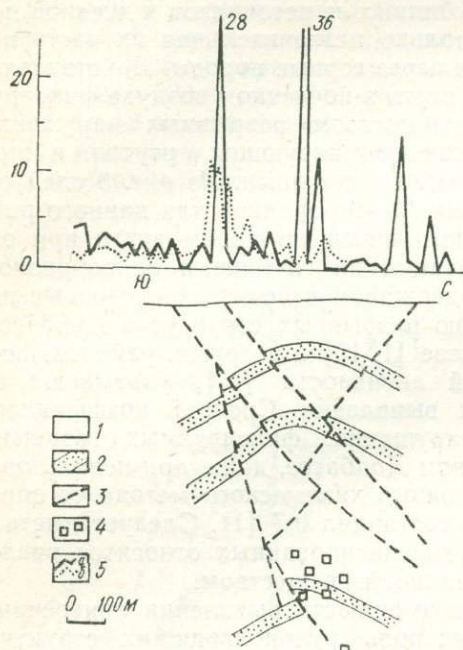


Рис. 3. Схематический геологический разрез южного крыла Горловской антиклинали (по материалам Горловской ГРЭ) с графиками распределения ртути:

1 — сланцевая толща с пропластками известняков; 2 — песчаники; 3 — разрывные нарушения; 4 — содержание ртути: а — в почвенном воздухе,  $\sim 10^{-8} \text{ мг/л}$ ; б — в почве  $\sim 10^{-10}\%$ .

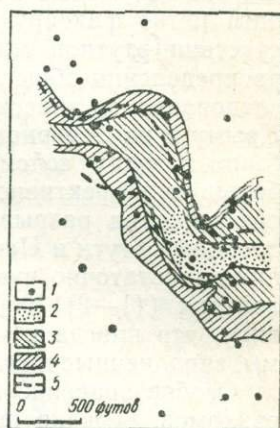


Рис. 4. Пример оконтуривания погребенного золоторудного месторождения Кортес (США) с помощью газовых ореолов ртути в почвенном воздухе (по Маккарти [18]):

1 — точки отбора проб; 2—4 — количество ртути в пробе, в нанogramмах (2 > 100, 3 — 50—100, 4 — 30—50); 5 — контуры месторождения.

вкрапленных руд золота (рис. 4), залегающих на глубине до 30 м и перекрытого гравием [20].

Имеются и другие возможные области использования газовых ореолов ртути. В первую очередь это относится к выявлению структур, связанных с лавовым и грязевым вулканизмом, а также с месторождениями нефти и газа. Значительное содержание ртути в воздухе и газах, на два-три и более порядков превышающее геохимический фон, установлено над лавовыми вулканами Камчатки и Курил [8], а также над грязевыми вулканами Та-

манского и Керченского полуострова [5]. Последние нередко пространственно и генетически связываются с месторождениями нефти и газа, вокруг которых также устанавливаются ртутные пары. Так, в углеводородных газах нефтяных и газовых месторождений Средней Азии и Казахстана средние содержания ртути колеблются в пределах от  $5 \cdot 10^{-7}$  до  $(3-6) \cdot 10^{-6}$  мг/л, что на два-три порядка выше фонового ее содержания в почвенном воздухе [13]. В газе вулкана Дашкиль (Азербайджан) содержание ртути составляет  $3 \cdot 10^{-7}$  г/м<sup>3</sup> и сопоставимо с ее содержанием в газах нефтяных вод Челекене ( $6 \cdot 10^{-7}$  г/м<sup>3</sup>), Грозненской и Кубанской областей —  $2 \cdot 10^{-7}$  г/м<sup>3</sup> [8].

В 1964 г. появилось интересное сообщение канадских ученых о возможности фиксирования на самолете паров ртути в атмосфере с целью выявления очагов подземных ядерных взрывов, что может быть использовано для международного контроля [21].

Из приведенных данных следует, что газовые ореолы являются полигенными образованиями и несут в себе важную поисковую информацию. Разработка теории и методики интерпретации данных находится еще в начальной стадии. Наиболее сложным при этом является, пожалуй, преодоление влияния фактора изменчивости во времени и недостаточной воспроизводимости результатов опробования почвенного и особенно атмосферного воздуха на ртуть. Все это обусловлено сезонными и суточными колебаниями температуры, давления, влажности почв и воздуха, направления и силы ветра, количеством атмосферных осадков. Совокупностью этих факторов определяются особенности миграции, сорбции и десорбции ртути в различных средах, в конечном счете и упругости ее паров, а следовательно, и концентрации последних в атмосферном и почвенном воздухе.

Наибольшей интенсивности и контрастности газовые ореолы ртути достигают в летнее время при сухой и жаркой погоде; при похолодании и после сильных дождей эти показатели, а также фоновое содержание ртути в почвенном воздухе снижается иногда в несколько раз. Вместе с тем достаточная контрастность газовых ореолов ртути устанавливается над рудными залежами (в том числе и скрытыми) не только в умеренных широтах, но и в зонах вечной мерзлоты, поскольку охваченные последней толщи горных пород при достаточной их пористости и трещиноватости не препятствуют миграции вверх паров ртути. Это же относится и к отложениям плотного снега [13, 14, 18].

При интерпретации газовых ореолов ртути необходимо особо учитывать геолого-структурные особенности исследуемых объектов, в первую очередь размещение и элементы залегания зон разрывных нарушений различных порядков, которыми бывает вызвано наблюдаемое смещение ореолов по отношению к иско-

мым рудным или иным образованиям [1, 15]. В наибольшей мере это относится к районам проявления неотектонических движений и современного вулканизма.

На первых стадиях изучения газовых ореолов в том или ином районе важнейшее значение для их интерпретации имеет сравнительный анализ этих ореолов (с учетом и других газовых индикаторов оруденения) с одновременно выявляемыми вторичными и первичными литогеохимическими ореолами. В таких, например, индустриальных районах, как Донбасс, учитывается и влияние возможных техногенных факторов заражения почв и воздушной среды ртутью [15].

Известную помощь при интерпретации газортутных аномалий могут оказать другие газовые индикаторы оруденения, небольшой опыт изучения которых имеется в Донбассе, на Северном Кавказе, Восточных Саянах, Туве и других районах [12, 14]. Особо интересным представляется связь ртути в газовых ореолах с органическим веществом, указывающим на восстановительные условия среды. Так, например, в районе Дружковско-Константиновской антиклинали (Донбасс), где, как указывалось, на глубине нескольких сот метров известны ртутные рудопроявления и широкие литохимические ореолы рассеяния, в газовых струях с преобладанием метана, при незначительном количестве углекислоты, азота и водорода установлены повышенные содержания гелия и ртути [7].

Решающее значение для интерпретации газовых аномалий ртути имеет определение параметров первичных литогеохимических ореолов, особенно по результатам опробования скважин и горных выработок, поскольку только в этом случае возможно определение продуктивности ореолов и распознавание их надрудного или подрудного положения.

По сравнению с другими геохимическими и геофизическими методами газортутный метод поисков имеет ряд неоспоримых преимуществ, заключающихся прежде всего в его высокой чувствительности и большой разрешающей способности — глубинности. Это следует из указанной возможности фиксирования руд при глубине их залегания в несколько сот метров и в случаях отсутствия на поверхности как первичных, так и вторичных литогеохимических ореолов. Метод экономичен, весьма оперативен, позволяет немедленно контролировать выявляемые аномалии и корректировать направление работ.

Вместе с тем для разработки надежных способов интерпретации выявляемых этим методом аномалий представляется необходимым использование других атмогеохимических индикаторов оруденения, характеризующих скрытые рудные залежи, а также не выходящие на поверхность разрывные нарушения различных порядков. Исследования по выбору рационального комплекса таких индикаторов для поисков скрытого оруденения в Донбассе и Закарпатье и проводятся в настоящее время Инсти-

тутом минеральных ресурсов и производственными организациями Министерства геологии УССР.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анищенко А. З. и др. Результаты испытания газортутного метода поисков в Донбассе, Закарпатье, Крыму и на Северо-Западном Кавказе.— «Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений», 1971, вып. 5.
2. Виноградов А. П. Газовый режим земной коры.— В сб.: Химия земной коры, т. 1. М., «Наука», 1964.
3. Герасимова Л. И. Определение нанограммовых концентраций ртути в воздухе.— «Гигиена и санитария», 1973, № 5.
4. Карасик М. А., Большаков А. П. Пары ртути на Никитовском рудном поле.— «ДАН СССР», 1965, т. 161, № 5.
5. Карасик М. А., Морозов В. И. Особенности распространения ртути в продуктах грязевого вулканизма Керченско-Таманской провинции.— «Геохимия», 1966, № 6.
6. Карасик М. А., Герасимов Л. И., Порошин Э. С. К теоретическим основам газортутного метода поисков рудных месторождений.— «Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений», 1971, вып. 5.
7. Кирикилица С. И. и др. О составе и природе свободных газовойделений (газовых струй) ртутных рудопроявлений Дружковско-Константиновской антиклинали.— «Геологический журнал», 1972, т. 32, вып. 2.
8. Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. М., «Наука», 1972.
9. Сергеев Е. А. Методика ртутнометрических исследований.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений. Госгеолыздат, 1957.
10. Соколов В. А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. М., «Недра», 1966.
11. Федорчук В. П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М., «Недра», 1969.
12. Фридман А. И. Природные газы ртутных месторождений. М., «Недра», 1970.
13. Фурсов В. З. Методы измерения, особенности распределения и роль ртути при геохимических поисках месторождений полезных ископаемых. Автореферат докт. дис. М., 1973.
14. Хайретдинов И. А. К вопросу о газовых ореолах ртути.— «Геохимия», 1971, № 6.
15. Эдельман А. М. Опыт проведения газортутных исследований в Донбассе.— «Геологический журнал», 1971, № 1.
16. Barringer A. R. Airborne exploration.— «Mining Magazine», 1971, 124, № 3.
17. Bristow Q., Jonasson I. R. Vapour sensig for mineral exploration.— «Canadian Mining Journal», 1972, v. 93, n. 4.
18. Mc Carthy J. H. Mercury vapor and other volatile components in the air as guides to ore deposits.— «J. Geochem. Expl.», 1972, № 1.
19. Hamkes H. E., Williston S. H. Mercury vapour as a guide to lead-zinc-silver deposits.— «Mining Cong. J.», 1962, v. 48, 12.
20. James C. H., Webb I. S. Sensitive mercury vapour meter for use in geochemical prospecting.— «Bull. Inst. Mining and Metallurgy», 1964, 691.
21. Mercury vapor detector spots nuclear test sites.— «Canadian nuclear Technol.», 1964, v. 3, 1.
22. Williston S. H. Mercury in the atmosphere.— «Journal of Geophysical Res.», 1968, v. 73, 22.

MERCURY GAS HALOES AND THEIR IMPORTANCE  
IN GEOLOGICAL SURVEYING

Summary

Mercury in gas haloes despite a great variety of its natural resources, is a secure indicator not only of mercury but other types of ore resources, and also of different geological structures. The possibility of discovery with the help of mercury gas haloes of deep mercury deposits, having no lithogeochemical haloes on the surface, is of great importance. The mercury vapour method of prospecting with the use of highly sensitive field atomic-absorption photometers for mercury determination in the soil and atmospheric gas has considerable advantages in comparison with other methods due to its quickness and high productivity.

А. М. ЭДЕЛЬМАН, ст. геолог  
трест «Артемгеология»

**ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ГАЗОРТУТНЫХ ОРЕОЛОВ В ДОНБАССЕ**

В Донбассе изучалось распределение паров ртути в почвенном и атмосферном воздухе на известных ртутных месторождениях и рудопроявлениях [1, 3, 7]. С 1969 г. проводятся производственные работы на новых поисковых участках.

Установлено, что мощность аллохтонного покрова в 5—10 м, а иногда в 20—30 м не препятствует миграции паров ртути из мест их генерации к дневной поверхности и образованию газовых ореолов этого элемента в почвенном воздухе. Газовые ореолы ртути (газортутные) не были зафиксированы [6] (чувствительность анализа  $1 \cdot 10^{-7}$  мг/л) лишь на Славянском рудном поле при мощности осадочных покровных отложений 100—200 м.

Фоновые содержания ртути в почвенном воздухе при мощности аллохтонного покрова до 15—20 м составляют  $(1,5—4) \times 10^{-7}$  мг/л, а при мощности его свыше 100—200 м — ниже порога чувствительности анализа.

Установлено влияние метеорологических, техногенных и других факторов [8] на результаты определения паров ртути в почвенном и атмосферном воздухе. В связи с наличием многочисленных техногенных аномалий и большим количеством дней с ветрами изучение газовых ореолов ртути в Донбассе проводились главным образом опробованием почвенного, а не атмосферного воздуха.

В последние годы были получены новые интересные данные не только на Никитовском, но и на вновь выделенных ртутно-рудных полях [4]: Дружковско-Константиновском, Славянском и Волновахском, а также на ряде участков с аномально повы-

шенными содержаниями ртути. К настоящему времени появилась необходимость в обобщении накопленного материала по газортутному ореолу в Донбассе.

Одной из важных задач, решение которой значительно облегчит интерпретацию результатов газортутных исследований, является систематизация выявленных газовых ореолов.

В основу типизации газортутных ореолов были положены форма и размеры кривых содержаний ртути в почвенном воздухе на поперечных профилях. Установлено, что эти кривые в значительной степени отражают структурные условия локализации рудных тел и их первичных ореолов.

Такую связь можно объяснить следующим образом. Газовая субстанция в своем движении сквозь горные породы подчиняется тем же закономерностям, что и гидротермальные растворы, создавшие месторождение. Поэтому интенсивность газовых ореолов возрастает в местах, более проницаемых. Сложный же рисунок зон проницаемости в основном обусловлен типом рудовмещающих структур.

В настоящее время в Донбассе выделяют пять структурно-морфологических типов эндогенных ртутных месторождений [2]: внутрипластовый (никитовский), надвиговый (чернокурганский), трещинный, солянокупольный и жильный.

Проведенные исследования показали, что многие из выделенных структурно-морфологических типов характеризуются сходными типами газортутных ореолов. Все многообразие последних можно свести к двум основным типам: 1) ореолы над рудными телами и их первичными ореолами, расположенными в комбинированных структурах, которые обусловлены сочетанием брахискладок с сетью тектонических нарушений; 2) газовые ореолы, связанные с крутопадающими зонами повышенной трещиноватости.

Первые характерны для внутрипластового типа месторождений, отличительной чертой которых является литологический контроль оруденения, приуроченного к своду складки и к зоне сопряжения мощных рудовмещающих пластов песчаников с крупным разрывным нарушением, проходящим в приосевой части складки. Примером внутрипластового типа месторождений является Никитовское месторождение [5], в котором наблюдается преобладающее влияние складчатых деформаций на размещение оруденения и первичных ореолов, а также газовых ореолов ртути. Здесь отмечаются широкие (до 200—250 м, а в единичных случаях до 500 м и более) газовые ореолы ртути, обусловленные трещиноватостью приосевой части антиклинальной складки. Кривые содержания паров ртути на поперечных профилях характеризуются обычно асимметричностью, которая является результатом дополнительного влияния трещиноватых пород, сопровождающих в северной части структуры рудоконтролирующий надвиг «Секущая» (рис. 1, а). Максимальные содер-

жания ртути в почвенном воздухе наблюдаются над наиболее проницаемой частью разреза, расположенной обычно непосредственно над надвигом или вблизи него над висячим крылом надвига.

Падение концентрации паров ртути над южным крылом складки (по направлению падения надвига) происходит плав-

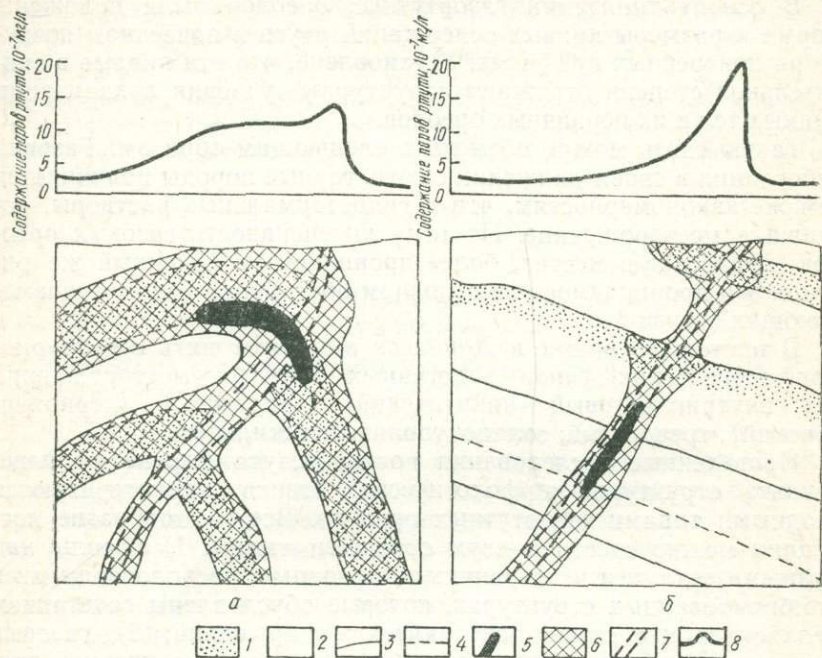


Схема основных типов газортутных ореолов в Донбассе (а — никитовский тип; б — чернокурганский тип):

1 — песчаники; 2 — сланцы; 3 — известняки; 4 — угли; 5 — рудные тела; 6 — первичные ореолы; 7 — тектонические нарушения; 8 — кривая содержания паров ртути в почвенном воздухе.

но. На северном крыле складки, над лежачим крылом надвига содержания паров ртути резко падают, переходя в фоновые.

На месторождениях внутрипластового типа газовые ореолы, связанные с подтоком паров ртути через трещиноватые зоны приосевых частей антиклинали, как правило, фиксируются довольно четко. Что касается газовых ореолов, связанных с надвигом «Секущая», то они могут отсутствовать. Это обычно является следствием неоднородной газопроницаемости зоны надвига. В таких случаях на поперечных профилях наблюдаются кривые, симметричные относительно вертикальной линии, проходящей через центр ореола.

Контрастность ореолов этого типа, как правило, не превышает 2—5. Описанный тип атмогеохимических ореолов ртути

по аналогии со структурно-морфологическим типом месторождений назван нами никитовским.

Второй тип газорудных ореолов по аналогии со структурно-морфологическим типом назван чернокурганским. Он является наиболее характерным для всех остальных структурно-морфологических типов эндогенных рудных месторождений Донбаса, в которых оруденение локализуется большей частью в раздробленных и трещиноватых породах зон тектонических нарушений. В этом случае наблюдается преобладающее влияние деформаций, связанных с разрывной тектоникой, на размещение как оруденения и первичных ореолов, так и газовых ореолов ртути.

Ширина газорудных ореолов чернокурганского типа обычно не превышает 50—150 м и только в редких случаях достигает 200—250 м. Кривая содержания ртути в почвенном воздухе на поперечных профилях характеризуется максимумом над тектоническими нарушениями и сопровождающими их зонами повышенной трещиноватости (рис. 1, б). Эти кривые часто также характеризуются асимметричностью. Последняя обычно проявляется в плавном уменьшении концентрации паров ртути над наиболее раздробленными всячими крыльями тектонических нарушений и резком их снижении над лежащими крыльями или вблизи последних. Это указывает на возможность использования в ряде случаев полученных кривых для определения направления, а иногда и примерных углов падения рудоконтролирующих разломов. Контрастность ореолов чернокурганского типа обычно выше, чем никитовского типа, и часто достигает 10—20, а в единичных случаях даже 100.

Вследствие неоднородной газопроницаемости зон тектонических нарушений на ряде поперечных профилей газорудные ореолы второго типа не фиксируются. Следствием этого является прерывистость в плане при сохранении общей направленности вдоль рудоконтролирующих структур — газовых ореолов ртути. Следует отметить, что неоднородная проницаемость, влияющая на размещение газорудных ореолов, зависит в основном от тектонического состояния примыкающих к эрозионному срезу границ разломов и блоков пород. Так, в условиях всестороннего сжатия вероятность получения контрастных газовых аномалий значительно ниже, чем при наличии приоткрытых систем. Примером, подтверждающим это положение, служат результаты газорудной съемки, проведенной на Волновахском рудном поле, где развит жильный структурно-морфологический тип месторождений. Здесь наиболее контрастные ореолы, превышающие фоновые значения в десятки раз, приурочены в плане к зоне изменения направления линии Волновахского сброса от субширотного до северо-западного. К этой же зоне приурочена рудная минерализация в породах нижнекаменноугольного возраста.

К выделенным двум основным типам можно отнести почти все встреченные в Донбассе газортутные ореолы. Вместе с тем многообразие форм зон проницаемости приводит к большому числу разновидностей газовых ореолов в пределах каждого выделенного основного типа. Так, например, для чернокурганского типа газортутных ореолов при наличии системы тектонических нарушений, имеющей два и более сместителя, количество максимумов на кривой содержания паров ртути обычно соответствует числу сместителей. Такая разновидность газортутных ореолов чернокурганского типа была, в частности, выявлена на Первомайской антиклинали, что позволило впервые в этом районе выделить северную ветвь Главного Ирминского надвига.

Таким образом, в Донбассе выделены два основных типа газовых ореолов ртути, названных никитовским и чернокурганским.

Эти типы отражают в значительной степени условия локализации рудных тел и их первичных ореолов. Они отличаются по своим размерам и контрастности, а также по форме кривой содержания ртути в почвенном воздухе на поперечных профилях.

Никитовский тип характеризуется преобладающим влиянием складчатых деформаций и связанных с ними трещиноватых зон на распределение газортутных ореолов. Наибольшее значение в распределении ореолов чернокурганского типа имеют деформации, связанные с разрывной тектоникой.

Изучение газовых ореолов ртути может быть использовано не только в качестве прямого геохимического метода поисков ртутных месторождений, но и применено для расшифровки структур и оконтуривания участков, благоприятных для размещения оруденения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анищенко А. З. и др. Результаты испытания газортутного метода поисков в Донбассе, Закарпатье, Крыму и на Северо-Западном Кавказе.— «Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. Газовые методы поисков рудных месторождений», 1971, вып. 5.
2. Большаков А. П. и др. Структурно-морфологические типы ртутных месторождений в Донецком бассейне.— «Советская геология», 1971, № 7.
3. Карасик М. А., Большаков А. П. Пары ртути на Никитовском рудном поле.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 161, № 5.
4. Кирякилица С. И. О ртутном оруденении Донбасса.— В сб.: Вторая геологическая конференция «Степановские чтения» (тезисы докладов). Артемовск, 1968.
5. Никольский И. Л. Геология ртутных месторождений Центрального района Донецкого бассейна. Донецк, 1959.
6. Сергеев Е. А. Методика ртутометрических исследований.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений в СССР. М., Госгеолтехиздат, 1957.
7. Эдельман А. М. Газовые ореолы рассеяния ртути на Дружковско-Константиновской антиклинали.— В сб.: Геологическая конференция «Степановские чтения» (тезисы докладов). Артемовск, 1967.
8. Эдельман А. М. Опыт проведения газортутных исследований в Донбассе.— «Геологический журнал», 1971, т. 31, вып. 1.

THE MAIN TYPES OF MERCURY VAPOUR HALOES  
IN THE DONBASS

Summary

There are two main types of mercury vapour haloes in the Donbass (nikitovsky and chernokurgansky) reflecting the conditions of localization of ore bodies and their primary haloes.

Haloes of chernokurgansky type are narrow and contrast and nikitovsky type are wide, but less contrast.

И. Ф. ВОВК, ст. науч. сотр.

Институт геологических наук АН УССР

**ВЛИЯНИЕ ЕСТЕСТВЕННОГО РАДИОЛИЗА ВОДЫ  
НА МИГРАЦИЮ ИОДА**

Изучение геохимии иода в подземных водах Советского Союза имеет более чем полувековую историю [15], однако многие вопросы, касающиеся закономерностей накопления и рассеяния этого элемента в подземной гидросфере, остаются неясными. Противоречивы не только выводы, но и публикуемые фактические данные. Л. В. Славянова и М. С. Галицын [12] отмечают, например, что одни авторы придерживаются мнения об отсутствии связи между величиной минерализации и содержанием иода в воде, а другие считают, что такая связь существует. При этом ряд авторов указывают на прямую зависимость, а некоторые — на обратную. Некоторые авторы, анализируя фактический материал, пришли к выводу, что наиболее благоприятными для накопления иода являются щелочные воды, другие считают более благоприятными кислые воды.

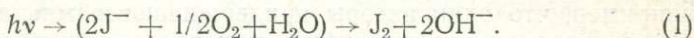
Имеющиеся данные по зоне весьма затрудненного водообмена Днепровско-Донецкой впадины свидетельствуют о том, что содержания иода в воде проявляют лишь весьма слабую положительную корреляцию с минерализацией и температурой вод, практически не обнаруживая ее с рН. В то же время заметна более частая встречаемость повышенных содержаний иода в верхах рассматриваемой гидродинамической зоны, в верхнекаменноугольном — нижнепермском водоносном комплексе, большей частью в водах газовых месторождений. Последнее находится в соответствии с выводами большинства работ по гидрохимии нефтяных и газовых месторождений о том, что повышенные концентрации иода в подземных водах являются показателем нефтегазоносности, и хотя существуют отступления от этого правила, как подчеркивает А. А. Карцев [10], нельзя не считаться с тем фактом, что наиболее высокие содержания иода в

подземных водах пространственно связаны с нефтегазовыми месторождениями. Этот факт указывает на однотипность миграции иода и углеводов.

Рассмотрение фактического материала обнаруживает также тенденцию к снижению содержания иода на участках с повышенной радиоактивностью горных пород и вод. Корреляционный анализ связи содержания иода и радия в подземных водах Днепровско-Донецкой впадины с использованием данных по радю [7, 8] показал, что между радием и иодом устанавливается хотя и слабая, но все же отрицательная связь (коэффициент ранговой корреляции Спирмена равен  $-0,22$  в доверительных границах 95% обеспеченности  $-0,06 \div -0,38$ ).

В свое время В. И. Вернадский писал: «Рассеяние в виде таких «следов» является наиболее характерной и обычной формой нахождения иода в земной коре. Мы не можем установить никакого отношения между его количеством и другими элементами горных пород и минералов, где он найден, как-будто атомы или, может быть, ионы иода рассеяны во всем земном веществе под влиянием сил не химических, а скорее физических, быть может, междуатомных» [2].

Действительно, в хорошо известном процессе улетучивания свободного иода с поверхности Мирового океана, в результате которого ежегодно в атмосферный кругооборот вовлекается  $5 \cdot 10^{11}$  г J [4], важнейшую роль играет ультрафиолетовое излучение Солнца.



Логично предположить, что этот процесс имеет место и в подземной гидросфере с той лишь разницей, что действующим фактором является не коротковолновое солнечное излучение, а радиоактивное излучение рассеянных в земной коре урана, тория, калия и других радиоактивных элементов, обуславливающее радиолиз подземных вод и выделение свободного кислорода и его реакционно-способных соединений. Среди них гидроксильные радикалы и перекись водорода обладают сильным окислительным действием, а атомарный водород и гидратированный электрон являются наиболее мощными восстановителями, известными в природе. Поэтому главным эффектом, вызываемым ионизирующей радиацией в системах «вода — горные породы», является протекание окислительно-восстановительных реакций типа (1) между продуктами радиолита воды, растворенными веществами и горными породами.

Процесс миграции иода в земной коре можно разделить на две стадии: переход его из горных пород в воду и рассеяние в подземных водах. Рассмотрим влияние радиолита воды на миграцию иода на каждой из этих стадий, выделив его условно из комплекса других факторов (геологических, гидрогеологических, геохимических).

Общепризнанным является положение, что главным источником иода в подземных водах является рассеянное органическое вещество осадочных горных пород. Содержание иода варьирует в нем в весьма широких пределах ( $1-10^{-5}\%$ ). При кларковом содержании иода в осадочных горных породах по А. П. Виноградову  $1 \cdot 10^{-4}\%$  его содержание изменяется от  $10^{-2}-10^{-3}\%$  преимущественно в молодых, например, в черноморских осадках [14] до  $10^{-5}-10^{-6}\%$  в древних в значительной степени метаморфизованных осадочных породах, например, в каменноугольных отложениях Донбасса [11]. Иод входит в органическое вещество в сорбированном виде, а также в виде не растворимых в воде иодорганических соединений, и для перевода его в воду требуется хотя бы частичное их разрушение.

Исследования в области радиационной химии показали, что некоторые органические вещества являются весьма чувствительными к облучению соединениями. Например, целлюлоза, которая составляет 50—60% веса древесины, претерпевает глубокие изменения уже при дозе  $10^5 \text{ рад}$ , а когда доза облучения достигает  $10^8 \text{ рад}$ , целлюлоза становится полностью растворимой в воде [9]. Но особенно чувствительными к облучению являются органические галогениды и водные растворы органических галогенсодержащих веществ, реакции которых с гидроксил-радикалами в ряде случаев имеют цепной характер с радиационно-химическими выходами от 20 до 600 ионов галогенов на 100 эв [3].

В многокомпонентных системах в природных условиях поглощенная доза распределяется между всеми элементами, присутствующими в водах и вмещающих горных породах, и лишь определенную часть ее можно приписать радиолизу воды.

В общем случае значение радиационно-химического выхода иода из горных пород в воду при радиолизе подземных вод можно выразить соотношением [1]

$$G(J) = k_J c_J G_R / \sum_{i=1}^n k_i c_i, \quad (2)$$

$k_J$ ,  $k_i$  — константы скоростей реакции иода и  $i$ -го компонента горных пород и растворов с радикалами;  $c_J$ ,  $c_i$  — соответствующие концентрации в единице веса горной породы;  $G_R$  — выход радикалов при радиолизе воды;  $\sum_{i=1}^n c_i = 1$ .

Учитывая высокую степень развития активной поверхности органических веществ и значительно более высокую (по-видимому, не менее чем на порядок) реакционную способность иодорганических соединений по отношению к радикалам-окислителям в сравнении с главной составной частью горных пород — силикатами, в первом приближении можно записать  $k_J \approx 10 k_i$ ,

тогда

$$G(J) \sim 10 c_J G_R. \quad (3)$$

Сумма выходов окислительных продуктов радиолитического преобразования воды равна радиационно-химическому выходу ее разложения  $G$  ( $-\text{H}_2\text{O}$ ), который в зависимости от условий облучения изменяется от 4—6 до 12 мол/100 эв [3]. Приняв на этом основании  $G_R=5$ , имеем

$$G(J) \sim 50C_J \text{ атомов/100эв.}$$

Общее количество продуктов радиолитического преобразования  $Q_1$  равно

$$Q_1 = GD = GDM/N_A \text{ г/г,} \quad (4)$$

$D$  — поглощенная доза излучения, эв/г,  $M$  — молекулярный (атомный) вес,  $N_A$  — число Авогадро.

В природных условиях в глинистых породах при кларковом содержании радиоактивных элементов мощность поглощенной дозы составляет 2,2 рад/год [5], а интегральная поглощенная доза в интервале времени 1— $10^9$  лет выражается соотношением

$$D' = 2,2t \text{ рад.} \quad (5)$$

По данным М. П. Елисейевой, содержание иода в глинистых породах нижнего карбона (возраст  $3,4 \cdot 10^8$  лет) Днепровско-Донецкой впадины составляет  $(2,6—7,6) \cdot 10^{-4}\%$ , в среднем около  $5 \cdot 10^{-4}\%$ , причем на 90% он находится в малоподвижной форме в связи с органическим веществом. Если его количество перевести в воду, то при установленных средних значениях пористости  $n=11\%$  и объемного веса  $\delta=2,52 \text{ г/см}^3$ , это дает  $q_0 = 110 \text{ мг/л}$ .

Считая  $G(J)$  постоянным (начальное значение его  $G_0 = 2,5 \cdot 10^{-4}$  атомов на 100 эв) и учитывая, что поглощенная доза в воде, содержащейся в 1 г породы  $D = D'n/\delta$ , а  $1 \text{ рад} = 6,24 \times 10^{13} \text{ эв/г}$ , находим количество иода, перешедшего из горных пород в седиментогенные воды нижнекаменноугольного водоносного комплекса:

$$Q_1 = \frac{2,5 \cdot 10^{-4} \cdot 6,24 \cdot 10^{13} \cdot 2,2 \cdot 3,4 \cdot 10^8 \cdot 0,11 \cdot 127}{100 \cdot 6,02 \cdot 10^{23} \cdot 2,52} = 1,1 \cdot 10^{-6} \text{ г/г.} \quad (6)$$

Учитывая, что в 1 г водонасыщенной горной породы содержится  $n/\delta$  г воды и  $(1-n/\delta)$  г твердого вещества, окончательно получаем

$$\begin{aligned} Q_1 &= 1,1 \cdot 10^{-6} (\delta - n)/n = 1,10 \cdot 10^{-6} \frac{2,52 - 0,11}{0,11} = \\ &= 2,4 \cdot 10^{-5} \text{ г/мл} = 24 \text{ мг/л.} \end{aligned} \quad (7)$$

Эта цифра в 2,5 раза больше среднего и примерно в 5 раз превышает фоновое содержание иода в подземных водах рассматриваемого водоносного комплекса.

Более строго расчет радиолитического накопления иода в подземных водах может быть выполнен с учетом изменения  $G(J)$  вследствие изменения концентрации иода в твердой фазе породы во времени, по мере поглощения дозы радиации  $D$ , которое описывается известным дифференциальным уравнением

$$dG/dD = -kG. \quad (8)$$

Его решение при начальном значении выхода  $G_0$  имеет вид

$$G = G_0 e^{-kD}; \quad (9)$$

$$G_{\text{ср}} = \frac{1}{D} \int_0^D G_0 e^{-kD} dD = \frac{G_0}{kD} (1 - e^{-kD}). \quad (10)$$

Коэффициент пропорциональности, или параметр  $k$  можно установить, записав выражения (6) и (7) в виде

$$Q_1 = q_0 k D, \quad (11)$$

откуда

$$k = \frac{6,24 \cdot 10^{13}}{100} \cdot 10 \cdot \frac{M}{N_A} G_R \frac{k_J}{k_i} 1/\text{рад}. \quad (12)$$

Физически он выражает постоянство отношения радиационно-химического выхода вещества, подверженного радиолитическому воздействию, к его концентрации.

Объединив выражения (10) и (11), окончательно получаем

$$Q_1 = q_0 (1 - e^{-kD}). \quad (13)$$

Подставляя значения  $k = 6,6 \cdot 10^{-9} 1/\text{рад}$  и  $D = 3,3 \cdot 10^7 \text{ рад}$  для нижнекаменноугольного водоносного комплекса Днепровско-Донецкой впадины ( $q_{10} = 110 \text{ мг/л}$ ), получаем

$$Q_1 = 110 (1 - e^{-6,6 \cdot 10^{-9} \cdot 3,3 \cdot 10^7}) = 21,5 \text{ мг/л}.$$

Для проверки достоверности полученных результатов на основании соотношения (13) были выполнены расчеты и физическое моделирование выноса иода из твердой фазы в жидкую под действием радиоактивных излучений в донных осадках Черного моря при дозах  $10^4 - 10^8 \text{ рад}$ , эквивалентных облучению глинистых пород в природных условиях за периоды  $5 \cdot 10^3 - 5 \cdot 10^7 \text{ лет}$ . Методика экспериментальных работ аналогична [6], а по анализу иода — [14].

Исходное содержание иода в твердой фазе, использованное при расчете ожидаемого выхода иода из твердой фазы в жидкую ( $Q_1$ ) в осадках Черного моря по данным выполненных анализов

равно  $3 \cdot 10^{-3}\%$  на абсолютно сухую навеску, что при значении влажности образца 90% от веса твердой фазы и объемном весе  $1,35 \text{ г/см}^3$  дало общее содержание иода, в переводе на потенциальную концентрацию в поровом растворе,  $q_0 = 34 \text{ мг/л}$ , а  $D = = 0,47 D'$ .

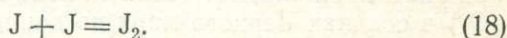
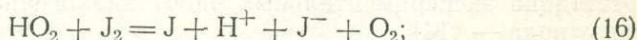
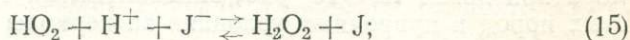
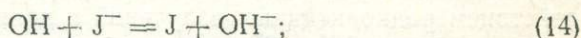
Переход иода в донном осадке Черного моря  
из твердой фазы в поровый раствор под действием  $\gamma$ -излучения  
(станция 72—42, глубина 210 м, интервал отбора 165—180 см,  
мощность дозы 420 рад/сек

Доза облучения, рад	0	$10^4$	$10^5$	$10^6$	$10^7$	$10^8$
pH порового раствора	8,19	8,17	7,85	7,68	7,62	7,21
Фактическое содержание иода в поровом растворе, мг/л	0,63	0,55	0,68	1,61	5,61	15,5
Содержание иода, рассчитанное по формуле (13), мг/л	0,60	0,60	0,60	0,72	1,65	9,8

Результаты приведены в таблице, откуда видно, что экспериментальные значения накопления иода в жидкой фазе несколько выше расчетных, что, по-видимому, объясняется более высоким значением константы скорости реакции радикалов с иодорганическими соединениями (по сравнению с другими компонентами осадка), чем это принято в расчетах. Значительные различия при низких дозах, вероятно, связаны с первоначально большим вкладом в  $G(J)$  иода, сорбированного коллоидной фракцией и органическим веществом осадка вследствие передачи поглощенной энергии по силоксановым связям из объема твердого скелета осадка к его периферии [13]. Во всяком случае результаты выполненного модельного эксперимента подтвердили, что радиолит подземных вод является важным фактором перевода иода из горных пород в насыщающие их древние седиментогенные воды.

Не менее важной в гидрохимии иода является вторая стадия — рассеяние в подземных водах. Привлечение радиационно-химических представлений позволяет более глубоко проникнуть в механизм этого процесса.

Взаимодействие ионов иода с продуктами радиолита воды можно выразить реакциями [1]



Превращение слабоподвижной ионной формы иода в хорошо мигрирующую молекулярную и составляет сущность миграционного механизма.

Выход  $G(J)$  возрастает при увеличении концентрации  $J^-$  и  $H^+$ . В кислых растворах равновесие во второй реакции сдвинуто вправо, что обуславливает большие начальные выходы  $J_2$ , близкие до 5—10, аналогично выходу окисления двухвалентного железа в феросульфатной дозиметрической системе [1]. Возрастание концентрации  $J_2$  подавляется реакцией (16). В нейтральных и щелочных средах равновесие реакции (15) в отсутствие акцепторов  $H_2O_2$  сдвинуто влево. По-видимому, обратимостью этой реакции и объясняются противоречивые моменты в гидрохимии иода.

Для условий преимущественно кислой и слабокислой среды и свободной миграции  $J_2$  (например, с углеводородными газами, как это имеет место в подземных водах зоны весьма затрудненного водообмена в Днепроовско-Донецкой впадине) процесс рассеяния иода под действием радиоактивных излучений можно описать следующим образом. Пусть  $Q_0$  — исходное содержание иода в воде, а  $Q_2$  — его содержание после поглощения дозы  $D$ . По аналогии с (9)

$$Q_2 = Q_0 e^{-k'D}, \quad (19)$$

где  $k'$  определяется из (12) с учетом  $k_J'$  для реакции (14). Реакции типа (14) относятся к наиболее быстрым в радиационной химии, поэтому обычно  $k_J' > k_J$ .

Если исходить только из радиолитического накопления и рассеяния иода в подземных водах, то  $Q_0 = Q_1$ , и основное уравнение радиолитической миграции иода в подземных водах имеет вид

$$Q_2 = q_0 (1 - e^{-kD}) e^{-k'D}. \quad (20)$$

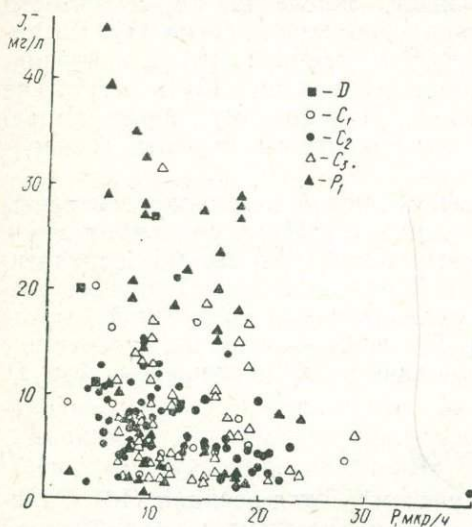
Полагая же, что часть его  $Q^1$  накопилась в результате действия других факторов и  $Q_0 = Q_1 + Q^1$ , имеем

$$Q_2 = [Q^1 + q_0 (1 - e^{-kD})] e^{-k'D}. \quad (21)$$

Анализ уравнения (20) показывает, что  $Q_2$  проходит через максимум и затем резко снижается с ростом радиоактивности. Так, при  $k_J' = 2k_J$  и радиоактивностях, равных 1/3, 1, 3 и 5 от кларковых, в рассмотренном выше нижнекаменноугольном водоносном комплексе ( $q_0 = 110$  мг/л) рассчитанные величины  $Q_2$  равны соответственно 6,9; 13,9; 14,3; 8,0 мг/л. Еще более отчетливо проявляется снижение  $Q_2$  с ростом радиоактивности в случае большого различия между  $k_J'$  и  $k_J$ , а также при наличии члена  $Q^1$ . Величины  $Q_2$  в предыдущем примере с добавлением  $Q^1 = 50$  мг/л соответственно составляют 50,5; 46,1; 27,8 и 13,9 мг/л. Отсюда видно, что с повышением уровня радиоактив-

ности горных пород и вод (по сравнению с кларковым) в подземных водах должно преобладать рассеяние иода над накоплением, что и подтверждается фактическим материалом по Днепровско-Донецкой впадине.

Итак, можно сделать вывод, что радиолиз подземных вод является одним из факторов миграции иода, значение которого



Зависимость содержания иода в седиментационных рассолах палеозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины от радиоактивности горных пород.

возрастает с ростом поглощенной зоны, определяемой степенью радиоактивности горных пород и возрастом подземных вод. В достаточно древних седиментационных бассейнах с возрастом вод  $>10^7-10^8$  лет существует закономерная связь между содержанием иода в подземных водах и радиоактивностью горных пород и вод (см. рисунок). Это необходимо учитывать как при поисках промышленных иодных вод, так и при использовании иода в качестве поискового критерия нефтегазовых месторождений и залежей радиоактивных руд.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аллен А. О. Радиационная химия воды и водных растворов. М., Госатомиздат, 1963.
2. Вернадский В. И. Избранные сочинения, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
3. Верещинский И. В., Пикаев А. К. Введение в радиационную химию. М., Изд-во АН СССР, 1963.
4. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.
5. Вовк І. Ф. Радіоліз підземних вод як джерело водню і кисню в земній корі.— «Доповіді АН УРСР, серія Б», 1973, № 1.
6. Вовк І. Ф., Клещенко С. О., Литовчак О. В. Про вплив радіоактивного випромінювання на хімічний склад порових вод донних океанічних відкладів.— «Доповіді АН УРСР, серія Б», 1974, № 1.
7. Гуцало Л. К. О некоторых закономерностях распределения радия в подземных водах средней части Днепровско-Донецкой впадины.— «Геохимия», 1964, № 12.
8. Гуцало Л. К. Радиолиз воды как источник свободного кислорода в подземной гидросфере.— «Геохимия», 1971, № 12.
9. Действие радиации на органические материалы. М., Атомиздат, 1965.

10. Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1963.

11. Олейник Е. П., Передериева Л. В., Передериев В. А. Ореолы рассеяния иода над рудными телами Донбасса.— В сб.: Тезисы докладов ежегодной научно-технической конференции Коммунарского горнометаллургического института. Луганск, 1968.

12. Славянова Л. В., Галицын М. С. Микрокомпоненты в подземных водах Прикаспийской впадины и прилегающих к ней районов юго-востока Русской платформы. М., «Недра», 1970.

13. Супруненко К. А., Стрелко В. В., Кабакчи А. М. Роль поверхности силикагеля в радиационно-химических превращениях адсорбированных углеводов.— «Георетическая и экспериментальная химия», 1969, т. 5, вып. 3.

14. Шишкина О. В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М., «Наука», 1972.

15. Щербачков А. В. Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968.

*I. F. Vovk*

## IODINE MIGRATION IN SUBTERRANEAN WATERS UNDER EFFECT OF WATER RADIOLYSIS

### Summary

Relationship of the iodine contents in subterranean waters and radioactivity of rocks and waters are shown by consideration of data of the Big Donets Basin on the basis of theoretical experimental researches.

С. И. СУББОТИН, акад. АН УССР,

Институт геофизики АН УССР,

М. И. ТОЛСТОЙ, проф.

Киевский университет

## НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ РАЗВИТИЯ ПЕТРОФИЗИКИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД

(На примере магнитных, теплофизических  
и радиоактивных свойств)

В 1949 г. академик А. П. Виноградов отмечал, что успехи, достигнутые в решении наиболее сложных геологических проблем, связанных с вопросами строения земной коры, дифференциации магмы, метаморфизма пород и многих других, зависят, в частности, от полноты и точности наших знаний физических свойств горных пород, стекол, минералов. Это утверждение перекликается с мнением А. Е. Ферсмана [43]: «Вторая область, революционизирующая нашу геологическую мысль, связана с проблемой внедрения методов и идей геофизики. Эти методы все шире и шире охватывают целый цикл вопросов, используя физические свойства различных соединений. Дальнейшие успехи широкого внедрения геофизических методов в области геологи-

ческих наук и возможность точного их применения при поисках и разведке будут достигнуты только в случае углубленного изучения тех свойств вещества, на которых построена сама эта методика».

Такая оценка значения исследований физических свойств природных геологических объектов является отражением их высокой информативности и объективности решения различных геологических задач. Именно эти особенности способствовали появлению самостоятельного научного направления — петрофизики, тесно связанной с физикой твердого тела, минералогией, петрографией, литологией и геофизикой.

Основными направлениями современного этапа развития петрофизики являются:

установление закономерностей распределения физических характеристик в различных по составу и условиям образования породах и минералах, а также изучение характера и особенностей изменения этих характеристик при различного рода геологических процессах;

изучение связи физических свойств пород и минералов с их составом и структурно-текстурными особенностями для решения минералого-петрографических и петрогенетических задач;

установление региональных и локальных оценок различных физических характеристик пород комплексов, формаций, а также особенностей их изменения для интерпретации геофизических материалов и решения петрологических задач;

изучение физических характеристик пород при высоких термодинамических параметрах для моделирования геологических процессов и пород в глубинных зонах Земли.

Следовательно, главным и наиболее важным направлением современной петрофизики является проблема использования физических свойств для решения конкретных геологических задач теоретического и прикладного характера.

Большими возможностями в этом отношении обладают физические свойства, наиболее тесно связанные с составом пород (магнитные свойства, радиоактивность, а также теплофизические параметры). Поэтому рассмотрим некоторые аспекты их современного состояния и дальнейшего развития.

Магнитные свойства горных пород являются одной из наиболее изученных характеристик, и не случайно они одни из первых нашли широкое применение при геолого-геофизических исследованиях. Значительная контрастность в изменении различных магнитных характеристик определяется их природой и степенью связи с количеством, составом и структурой минералов-ферритов [28]. В зависимости от факторов, с которыми они функционально связаны, различают [18] три группы магнитных характеристик:

1) однозначно связанные с составом и кристаллической структурой минералов: а) с количеством и кристаллохимически-

ми особенностями ферримагнитных минералов (намагниченность насыщения); б) с составом и кристаллической структурой ферримагнитных минералов (точка Кюри);

2) определяемые не только количеством, составом и кристаллической структурой ферримагнитных минералов, но и структурой их зерен (магнитная восприимчивость, остаточная намагниченность насыщения, разрушающее поле остаточной намагниченности);

3) определяемые составом, кристаллической структурой ферримагнитных минералов, структурой зерен этих минералов и магнитной предысторией горной породы (остаточная намагниченность).

Изучение магнитных характеристик первой группы используется для фазового анализа ферримагнитных минералов горных пород (определение их видового состава и концентраций). Этот анализ основан на функциональной линейной связи между составом минералов и их магнитными параметрами: точкой Кюри и намагниченностью насыщения.

Исследованиями А. Баддингтона, Д. Линдсли, Д. М. Печерского было показано, что состав кристаллизующегося из расплава титаномагнетита свидетельствует о температуре и летучести кислорода в среде кристаллизации и даже связан с термодинамической обстановкой в магматическом очаге, в частности, с его глубиной [8, 36]. Важное значение при этом имеет разработка методов реставрации первичного облика титаномагнетита, или так называемых методов гомогенизации. Исследованиями в этой области было сформировано новое направление петромагнитного анализа — геолого-магнитный.

Получили дальнейшее развитие исследования, связанные с использованием «традиционных» магнитных характеристик — магнитной восприимчивости, остаточного намагничивания. Известно, что магнитная восприимчивость изверженных пород зависит от условий их кристаллизации, окислительно-восстановительного потенциала и щелочности среды магмообразования [15, 37]. В частности, с повышением щелочности среды содержание магнетита в породах увеличивается [11]. Поэтому возникает возможность использования магнитных параметров для геологической оценки интрузивных пород. Так, Д. М. Печерский [31], изучая особенности намагниченности гранитоидов Северо-Востока СССР, отмечал, что в пределах геосинклинальных зон гранитоиды орогенных этапов характеризуются пониженной намагниченностью, а гранитоиды, размещающиеся в пределах жестких массивов, отличаются повышенной намагниченностью. Большое значение в создании магнитной анизотропии имеют тектонические движения [14, 27, 40]. По данным ряда исследователей [14, 31, 32, 42 и др.], по магнитной восприимчивости устанавливается четкая дифференциация гранитоидов различных фациальных условий формирования. Это прослеживается как в пределах од-

ного массива, так и в комагматическом ряду магматических тел разной глубины формирования.

Наряду с ферримагнитными минералами, при оценке ряда петрогенетических вопросов значительный интерес представляют парамагнитные минералы — пироксены, амфиболы, слюды, гранаты, оливин, некоторые карбонаты, вольфрамит, сидерит. Все они обладают широким изоморфизмом для таких как  $Fe^{3+}$ ,  $Mn^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$ ,  $Mn^{4+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Co^{2+}$ ,  $Ni^{2+}$ ,  $Cu^{2+}$ , а также для ряда редкоземельных элементов. Их присутствие в составе минералов является причиной большого разнообразия значений магнитной восприимчивости. Поскольку характер изоморфизма минералов предопределяется соответствующей физико-химической и термодинамической обстановкой их формирования и последующего существования, магнитные свойства парамагнитных минералов можно использовать для косвенной оценки этих условий.

Высокая геологическая информативность магнитных свойств выделяет их в ряд наиболее важных характеристик горных пород и открывает широкие возможности для решения на различных этапах геологических исследований таких разнообразных геологических задач:

- реконструкция физико-химического режима кристаллизации магмы, который связан с термодинамической обстановкой в магмопитающем очаге;

- исследование превращений ферримагнитных минералов после их формирования для реконструкции условий существования и преобразования пород;

- исследование пространственного изменения магнитных свойств горных пород и выделение перспективных зон, благоприятных для локализации оруденения;

- исследование магнитной анизотропии пород;

- исследование магнитных свойств пород и минералов при различных термодинамических параметрах.

Важную роль в петромагнитных исследованиях по-прежнему занимает палеомагнитный анализ и использование массового магнитометрического анализа при интерпретации геофизических материалов.

Теплофизические свойства горных пород изучены мало, несмотря на очевидную их ценность при выяснении энергетики глубинных процессов [19, 21, 24, 27, 28], решении ряда важных петрологических и металлогенических вопросов [2, 16, 17, 26, 33], а также при интерпретации данных геофизических и геохимических исследований.

Характеризуя способность горных пород накапливать и проводить тепло, а также отражать изменения пород под воздействием тепла, теплофизические параметры несут весьма важную информацию об особенностях состава, структуры и изменениях горных пород. Можно использовать значения теплопроводности

при выяснении тонких различий пород близкого состава, но сформированных в различных условиях. Это различие проявляется в структурных особенностях пород. Установлено, что с увеличением крупности зерен минералов теплопроводность пород возрастает. Теплоемкость пород мало зависит от структурных особенностей пород и предопределяется их составом. Это объясняется тем, что межатомные расстояния в стеклах и в кристаллических веществах одинакового состава одни и те же и меняются с изменением последних. Теплофизические свойства пород тесно связаны с другими физическими характеристиками: пористостью, объемным весом, скоростью упругих колебаний и др. Так, теплоемкость зависит от удельного веса пород, теплопроводность — от скорости упругих колебаний, плотности и пористости. Это является основанием для привлечения при изучении тех или иных свойств пород и теплофизических характеристик. В частности, изучение теплопроводности и скорости упругих колебаний имеет исключительное значение для изучения анизотропии структурных особенностей пород — исследования весьма информативного при расшифровке генезиса кристаллических пород, их первичной структуры и последующих изменений.

На основе систематического изучения теплофизических свойств горных пород различных регионов можно расшифровать их тепловую историю, термические условия образования отдельных фаций, выделять и прогнозировать участки различного рода изменений пород. Особую роль подобные исследования призваны сыграть при изучении энергетики глубинных процессов и связанных с ними тепловых потоков, поскольку дают исследователю реальный фактический материал о теплофизических параметрах пород, слагающих тот или иной участок земной коры.

Приведенные соображения позволяют наметить основные направления теплофизических исследований кристаллических пород:

систематическое изучение теплофизических параметров различных горных пород для установления на этой основе устойчивых характеристик, закономерностей их изменения в геологических телах и создания моделей тепловой истории последних;

изучение изменений теплофизических свойств горных пород и минералов при различных геологических процессах и изменении состава пород в связи с этими процессами;

изучение закономерностей изменения теплофизических параметров в различных термодинамических условиях существования пород;

использование массовых определений теплофизических характеристик при оценке энергетики геологических процессов, тепловых потоков и прогнозирований различных геологических явлений;

изучение теплоемкости и теплового расширения горных пород — важнейших характеристик при оценке производных упругих свойств при температуре и расчете их критических градиентов;

изучение связи теплофизических параметров с другими физическими свойствами горных пород для их использования при комплексных оценках геологических объектов и интерпретации данных геофизических исследований;

дальнейшее совершенствование технического оснащения и методики теплофизических исследований.

К одним из наиболее полно изученных в настоящее время физических свойств кристаллических пород относится естественная радиоактивность. Ее значение предопределяется содержанием в породах радиоактивных элементов семейств урана (радия и тория, а также  $K^{40}$ ).

Работами В. Н. Вернадского, В. С. Ларсена, П. С. Стретта, Л. В. Комлева, Р. Ивенса, А. А. Смылова, С. Д. Туровского, Л. В. Таусона, Н. Кивиля и других были установлены основные геохимические закономерности распределения урана и тория в кристаллических породах и намечены основные области использования радиоактивности при решении различных геологических задач. Предпосылками для их решения являются особенности распределения радиоактивных элементов в кристаллических образованиях, вытекающие из геохимических свойств.

Учет этих особенностей распределения радиоактивных элементов позволил выделить ряд областей использования данных радиоактивности пород при решении конкретных геологических задач.

Так, Г. Д. Афанасьев и С. Г. Цейтлин [7], К. А. Аникеев и др. [5], А. А. Смыслов [33, 34], Н. Н. Абрамович [1] и другие авторы указывают на возможность использования распределения урана и тория для оценки времени и условий формирования гранитоидов в ходе развития магматизма подвижных поясов земной коры. В связи с этим была установлена возможность радиогеологической корреляции близких по составу магматических комплексов, возникающих в определенные этапы развития этих зон.

Н. Н. Амшинский [3, 4], У. Х. Гросс [14], М. И. Толстой [38, 41] и другие авторы использовали количественные оценки распределения радиоактивных элементов и торий-урановое отношение для определения относительной глубины формирования разновозрастных интрузивных массивов, оценки глубин их эрозионного среза, уточнения ряда особенностей тектоники магматических тел и др.

В работах В. В. Ляховича [25], Н. Н. Амшинского [3], Д. Н. Нейберга [29], А. А. Смылова [35] показана высокая информативность радиоактивных элементов для решения вопро-

сов генезиса гранитных магм, металлогенической оценки территорий.

Значительные успехи достигнуты в области радиохимического картирования и составления радиохимических карт для различных территорий страны. Ведущую роль в этом сыграла работа коллектива под руководством А. А. Смыслова [34]. В основу их исследований был положен формационный анализ и структурно-тектоническая история конкретных участков земной коры. На этом основании был установлен целый ряд новых закономерностей в распределении и миграции радиоэлементов, имеющих важное геологическое значение. В сочетании с развитием исследований по изучению характера и форм нахождения и распределения радиоактивных элементов в минералах различных пород [9] указанное направление радиогеологических исследований позволит существенно обогатить наши знания в области региональной геохимии. Эти исследования имеют важное значение для изучения энергетики геологических процессов и воссоздания тепловой истории Земли [10, 12, 22, 23].

Сказанное позволяет наметить ряд первоочередных задач радиометрических исследований.

развитие работ по радиогеохимическому картированию, исследованию региональных и возрастных закономерностей распределения радиоактивных и связанных с ними химических элементов, установление региональных кларков и фоновых значений;

изучение изменений характера и форм нахождения радиоактивных элементов под влиянием различных геологических процессов;

использование радиоактивности и распределения радиоактивных элементов для решения различных геологических задач (изучение анатомии геологических тел, глубины их эрозионного среза, генезиса пород, корреляции и сопоставления и др.);

использование радиометрических измерений для металлогенического прогноза, обнаружения и прослеживания зон метасоматических и гидротермальных изменений пород;

изучение связи радиоактивности с другими физическими характеристиками пород, распределения радиоактивных элементов с распределением других химических элементов и компонент вещественного состава пород разного состава, генезиса и условий формирования и последующего существования;

дальнейшее совершенствование способов и методов радиометрических исследований, в частности, в направлении повышения чувствительности и точности экспрессных определений содержания радиоактивных элементов, привлечение к массовым измерениям искусственных радиоактивных элементов.

Одной из важных задач петрофизики является изучение взаимосвязей между физическими свойствами. При близких внешних условиях физические свойства горных пород зависят

в общем случае от их состава и структурно-текстурных особенностей. Изменение какого-либо из этих факторов сказывается на изменении физических свойств. Наоборот, если установлено изменение какого-либо свойства пород, то можно предполагать, что оно связано с изменением обуславливающего его фактора. Необходимо отметить, что эта взаимосвязь имеет преимущественно не функциональный, а стохастический характер, поскольку определенному минеральному составу или структуре пород могут соответствовать физические свойства, изменяющиеся в определенных пределах. Это обуславливается как их связью с другими свойствами, (например, пористостью), так и влиянием ряда внутренних и внешних факторов (состав минералов, характер и тип кристаллической решетки, взаимоотношение кристаллов, давление, температура и др.). Поэтому основным методом изучения связей между физическими свойствами, а также между физическими свойствами, составом и строением пород является статистический, в частности корреляционный анализ [32, 39].

В. В. Ржевский и Г. Я. Новик [32] отмечают, что связь между двумя параметрами можно обнаружить лишь в случае одинакового взаимоотношения каждого из них как с составом, так и структурой пород.

Связь между двумя параметрами в случае различия минерального состава (при постоянной структуре) может быть установлена, если известна зависимость каждого из параметров от состава пород. Поскольку большинство из физических свойств пород существенно зависит от пористости (плотность, упругие, магнитные свойства, теплопроводность и др.), то большинство исследованных взаимозависимостей свойств основано в той или иной мере на учете пористости [11, 20, 32, 39].

Взаимосвязь свойств позволяет по легко определяемому параметру отыскивать другие, трудноопределяемые; исследовать изменение свойств в различных условиях формирования и существования пород и тем самым находить причины их изменения.

Те или иные свойства и характер их связи с составом пород изменяются в процессах их преобразования. Так, плотность, магнитная восприимчивость, скорость упругих колебаний интрузивных пород увеличиваются при возрастании их основности, сопровождающейся сменой легких (салических) минералов тяжелыми (фемическими). Подобное же изменение физических свойств нередко наблюдается и при повышении степени метаморфизма пород. Граниты крупных батолитов имеют более низкую плотность и магнитную восприимчивость по сравнению с трещинными гранитами. При магматической дифференциации многофазных интрузивных комплексов наблюдается закономерное понижение плотности, намагниченности и упругих параметров при одновременном возрастании радиоактивности, теплоемкости и нередко пористости. С увеличением глубины формирова-

ния гранитоидных тел увеличивается их плотность, магнитные свойства, упругие константы, а радиоактивность и пористость уменьшаются [39]. Это создает определенные предпосылки для использования петрофизических характеристик пород, особенно их комплекса, для выяснения вопросов генезиса, структурных условий формирования, картирования пород и решения других задач.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович И. И. Уран и торий в интрузивных породах Центральной и Западной Тувы.— «Геохимия», 1959, № 4.
2. Авчян Г. М. и др. Физические свойства горных пород.— «Советская геология», 1966, № 2.
3. Амшинский Н. Н. Возможность применения радиометрических методов исследований в геологии.— «Бюл. научн.-техн. информ. МГ и ОН», 1957, № 3 (8).
4. Амшинский Н. Н. Зональность радиоактивных элементов и морфология интрузивных тел.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1961.
5. Аникеев К. А. и др. Уран и торий в магматических породах Горного Алтая.— «Информационный сборник ВСЕГЕИ», 1952, № 22.
6. Асланян А. Т. Температура в недрах Земли и некоторые вопросы металлизации геосинклиналей и глубинных разломов.— «Закономерность размещения полезных ископаемых», 1964, т. 7.
7. Афанасьев Г. Д., Цейтлин С. Г. Предварительные итоги изучения радиоактивности горных пород Северного Кавказа и их значение для некоторых проблем петрологии.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1958, № 3.
8. Багин В. Н. и др. Состав титаномагнетитов и режим в магматическом очаге.— В сб.: Тезисы докладов VIII конференции по постоянному магнитному полю, магнетизму горных пород и палеомагнетизму, ч. II. М., 1970.
9. Берзина И. Г. и др. Определение концентрации урана и его пространственного распределения в минералах и горных породах.— «Атомная энергия», 1967, т. 23, вып. 6.
10. Верхуген И. Температура земных недр.— В кн.: Физика и химия Земли. ИЛ, 1958.
11. Взаимосвязь состава и свойств горных пород, вып. 1. Л., НИИ Арктики, 1967.
12. Войткевич Г. В. Проблемы радиологии. М., Госгеолтехиздат, 1961.
13. Гросс У. Х. Радиоактивность как указатель руды.— В сб.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. ИЛ, 1954.
14. Дортман Н. Б. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М., «Недра», 1964.
15. Дортман Н. Б., Ляхович В. В. Зависимость магнитной восприимчивости гранитоидов от содержания в них магнетита.— «Советская геология», 1966, № 1.
16. Дударев А. И., Сотников В. И. Энергетический тепловой анализ процесса грейзенизации.— «Геология и геофизика», 1965, № 5.
17. Казанли Д. Н. Температурные поля интрузивных тел и их роль в контактовом и рудном минералообразовании.— «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1952, № 12, т. 115.
18. Колесников Л. В. Ферримагнитные свойства окислов и их минералогическое значение.— «Вестник МГУ, сер. геол.», 1970, № 6.
19. Красковский С. А. Температурные изменения в земной коре.— «Труды ин-та геофизики АН ГрузССР», 1958, т. 17.
20. Курскеев В. К., Урзаев Б. М. Корреляционная связь между физическими свойствами горных пород.— «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1968, № 4.

21. Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. К., «Наукова думка», 1971.
22. Лавринг Т. С. Температура внутри и вблизи интрузий.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1959.
23. Любимова С. А. О термической истории Земли и ее геофизических последствиях.— «ДАН СССР», 1956, т. 107, № 1.
24. Любимова С. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.
25. Ляхович В. В. Об одной особенности рудоносных гранитоидов.— «Геология рудных месторождений», 1964, № 2.
26. Моисеенко У. И., Соколова Л. С. Теплопроводность некоторых горных пород Восточного Саяна и Восточного Казахстана.— «Геология и геофизика», 1965, № 4.
27. Моисеенко Ф. С. Магнитная восприимчивость как показатель условий формирования горной породы.— «Геология и геофизика», 1966, № 3.
28. Нагата Т. Магнетизм горных пород. «Мир», 1965.
29. Нейберг Дж. И. Уран в изверженных породах в Соединенных Штатах Америки.— В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. М., ИЛ, 1956.
30. Пампура В. Д., Кочергин В. И. Одномерная модель температурного поля при внедрении и остывании гидротерм в пределах жильных контактов.— В сб.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1965.
31. Печерский Д. М. О связи намагниченности гранитоидов Северо-Востока СССР с условиями их образования.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. «Недра», 1965.
32. Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород. М., «Наука», 1964.
33. Смыслов А. А. Значение данных о радиоактивности и теплопроводности горных пород при металлогенических исследованиях.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1960, № 7.
34. Смыслов А. А., Плющев Е. В. Основные принципы и методы составления радиохимических карт.— «Тр. ВСЕГЕИ, новая серия», 1968, т. 164.
35. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л., «Недра», 1974.
36. Сухорада А. В. Изучение температурной зависимости намагниченности насыщения гранитоидов и базальтов некоторых регионов СССР.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. К., «Наукова думка», 1971.
37. Толстой М. И. и др. Опыт изучения метасоматических изменений горных пород по данным определения их магнитной восприимчивости.— «Геофизический сборник», 1966, вып. 17.
38. Толстой М. И. Радиометрическое картирование пород фундамента молодых платформ.— «Геофизический сборник», 1969, вып. 32.
39. Толстой М. И. Количественные особенности распределения химических элементов и физических характеристик в гранитоидах и некоторые аспекты их практического использования. Автореф. докт. дис. К., 1971.
40. Толстой М. И. О петрофизических особенностях гранитоидов различных условий формирования.— «Геофизический сборник», 1974, вып. 61.
41. Толстой М. И. Использование результатов радиометрических исследований при металлогеническом прогнозе.— «Геологический журнал», т. 22, вып. 5.
42. Толстой М. И. и др. Физические свойства вулканогенных образований различных условий формирования и их петрогенетическое значение.— В сб.: Материалы IV Всесоюзного совещания по физическим свойствам при высоких термодинамических параметрах. Тбилиси, 1974.
43. Ферсман А. Е. Новые пути овладения недрами.— «Вестник АН СССР», 1939, № 23.

SOME PROBLEMS OF DEVELOPMENT OF CRYSTALL  
ROCKS PETROPHYSICS  
(ON THE EXAMPLE OF MAGNETIC, THERMAL  
AND RADIOMETRIC PROPERTIES)

Summary

Some questions of modern conditions and trend in development of petrophysical (magnetic, thermal, radiometric) investigations of covstal rocks are considered in the article.

Г. И. ПЕТКЕВИЧ, канд. геол.-мин. наук  
Львовский филиал математической физики  
Института математики АН УССР

**ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ  
НЕОДНОРОДНОСТИ ПОРИСТЫХ СРЕД**

В теории геофизических методов различают прямые и обратные задачи. Аналитическое решение обратных задач состоит в расчете физических параметров изучаемых сред по характеристикам поля и на этом обычно заканчивается. Дальнейший переход от физических параметров к петрографическим характеристикам пород производится на основе различных петрофизических связей и, как правило, менее обоснован теоретически. Этот этап может быть назван обратной задачей петрофизики. Решение ее для сложнопостроенных сред, какими являются, например, осадочные породы-коллекторы нефти и газа, представляет трудную и во многих случаях еще не решенную проблему. Особый интерес вызывают обратные задачи петроакустики, лежащие в основе геологической интерпретации данных различных сейсмоакустических методов.

Как известно, осадочные горные породы — это полиминеральные агрегаты разнообразной структуры, состоящие из твердой, жидкой и газообразной фаз. Акустические свойства таких пород отражают в интегральном виде их минеральный и фазовый состав, характеристики их конструкции, напряженное состояние и другие неоднородности. В связи с этим важно установить, как особенности состава, строения и физического состояния пород проявляются на их акустических параметрах. Задача осложняется тем, что геолого-петрографические признаки пород формализованы слабо, поэтому аналитические связи типа  $\Pi_i = f(n_i)$  изучены мало ( $\Pi$  — акустический параметр,  $n_i$  — геологический признак). Задача состоит в том, что необходимо найти некоторые петрофизические показатели неоднородности пористой среды  $\Phi$ , которые избирательно реагировали бы на

те или иные петрографические признаки породы, и в то же время могли бы быть определены по измеряемым акустическим параметрам (скоростям упругих волн, их затуханию и др.), т. е.  $\Phi_i = f(n_i)$  и  $\Phi_i = f(\Pi_i)$ . В этой связи рассмотрим особенности упругости осадочной породы-коллектора на основе его представления в виде пористого многофазного агрегата.

В идеальном случае мономинеральной, беспоровой и изотропной породы последняя может рассматриваться как сплошное твердое тело, упругие свойства которого определяются константами составляющего его вещества. Упругость осадочной породы, внутренне неоднородной в силу своей полиминеральности, пустотности и многофазности, выражается через упругие свойства ее твердой и жидкой фаз, их объемное соотношение, степень связанности агрегата и другие параметры. Как показано в [1, 6, 11], общую упругость пористой породы можно представить в виде суммы объемной упругости двухфазного агрегата и ее контактной упругости.

$$K_{(2)} = K_B + K_C, \quad (1)$$

а скорость продольных волн в виде

$$v_{(2)P} = [1/\delta_{(2)} \cdot (K_B + K_C)]^{1/2}. \quad (2)$$

Здесь

$$K_B = [(1 - \varphi)/K_1 + \varphi/K_2]^{-1} \quad (3)$$

— объемная упругость двухфазной среды по Вуду;  $K_1, K_2$  — соответственно модули объемной упругости твердой и жидкой фаз;  $\varphi$  — пористость;

$$K_C = B[E_1 \Delta p / (1 - v_1^2)]^{1/3} = BC \simeq \varepsilon / \beta_1 \quad (4)$$

— контактная упругость, где  $B$  — коэффициент, зависящий от вида упаковки;  $E_1$  и  $v_1$  — соответственно модуль Юнга и коэффициент Пуассона твердой фазы;  $\Delta p$  — дифференциальное давление;  $\varepsilon = \beta_1 / \beta_{(1)}$  — параметр сцементированности Био [12];  $\beta_1$  — сжимаемость твердой фазы;  $\beta_{(1)}$  — сжимаемость скелета;  $\delta_{(2)}$  — объемная плотность двухфазного агрегата.

Таким образом, объемная упругость (3) определяется упругостями (сжимаемости) твердой фазы и заполнителя и их объемным соотношением (пористостью). Контактная упругость определяется в основном упругостью скелета, которая зависит от типа упаковки (коэффициента  $B$ , связанного в свою очередь с пористостью), параметров твердой фазы и давления. Суммарная упругость породы зависит в конечном счете от вклада каждой из составляющих. Например, в слабосвязанных песках основную роль играет объемная упругость среды, которая зависит главным образом от сжимаемости заполнителя и пористости.

В более связанных породах доминирующее влияние должна оказывать упругость скелета, т. е. роль твердой фазы будет возрастать, а роль флюида падать. В то же время контактная упругость зависит от типа упаковки зерен, увеличиваясь для более компактных. Упругость среды в целом уменьшается при увеличении пористости. Как видно, упругость неоднородного агрегата, состоящего из отдельных фаз, контролируется прежде всего его пористостью, находящейся в обратной связи с  $K_{(2)}$  и  $v_{(2)}$ .

Указанная зависимость упругости от пористости неоднозначна и существенно изменяется при переходе от рыхлых к компактным породам. Следовательно, важнейшей характеристикой пористых сред является также связанность (цементированность). Параметр  $\varepsilon$  может изменяться от 0 до 1, но обычно у сильно цементированных пород он не превышает 0,4—0,5. Для оценки влияния связанности на упругость породы и скорость распространения в ней упругих волн воспользуемся упрощенной формулой Био [12]

$$v_{(2)P} = \sqrt{[(1 - \varepsilon)^2 / (\beta_1 (1 - \varphi - \varepsilon) + \beta_2 \varphi)^{-1} + 1 / \beta_{(1)}]} (\delta_1 (1 - \varphi) + \delta_2 \varphi)^{-1} \quad (5)$$

(основные обозначения даны выше,  $\delta_1$  и  $\delta_2$  — соответственно плотности твердой и жидкой фаз).

Если учесть поправку  $\varepsilon$  при расчете объемной упругости, то при переходе от рыхлых сред к цементированным  $K_B$  уменьшается при всех заполнителях, а  $K_C$  растет (рис. 1). В результате при увеличении связанности в целом увеличивается суммарный модуль объемной упругости, а также скорости продольных упругих волн. На рис. 2 приведены кривые  $v_{(2)} = \dot{f}(\varepsilon)$  для определенных значений пористости ( $\varphi$  — параметр) и различных заполнителей.

Связанность пористого агрегата может быть выражена и другими характеристиками. Согласно Д. Гиртсма [14], коэффициент разгрузки

$$n = (\beta_{(1)} - \beta_1) / \beta_{(1)}, \quad (6)$$

откуда  $n = 1 - \varepsilon$ , т. е.  $n \rightarrow 0$  для цементированных и  $n \rightarrow 1$  для нецементированных пород. Поскольку  $\beta_{(1)} \cong \beta_{II} \varphi$  ( $\beta_{II}$  — сжимаемость пор), параметр цементированности можно записать в виде

$$\varepsilon = \beta_1 / (\beta_{II} \varphi). \quad (7)$$

Следовательно, для упорядоченной упаковки сферических зерен ( $\beta_1 = \text{const}$ ,  $\varphi = \text{const}$ ) параметры  $\varepsilon$  и  $\beta_{II}$  связаны обратно пропорциональной зависимостью. При тех же условиях для реальной породы сжимаемость пор будет характеризовать ее струк-

турные особенности (отсортированность зерен, их окатанность, форму пор и др.).

При изучении неоднородности среды важную информацию несут скорости поперечных волн. Последняя зависит только от контактной упругости и плотности пород, поэтому для несвязанных агрегатов  $K_c \rightarrow 0$  и  $v_s \rightarrow 0$ . Поэтому чувствительным к степени сцементированности среды должен быть параметр  $v_p/v_s$ . Для рыхлых пород величина  $v_p/v_s$  может достигать 14—15 [7].

Для характеристики упругости среды важно также выяснить, как влияют на нее неоднородности пустотного пространства (размеры, форма пустот и др.). Известно, что скорость  $v_s$  слабо реагирует на кавернозность [4], но заметно падает в трещиноватой среде. Форму пустот учитывали с помощью структурного параметра  $\gamma$  [3], зависящего главным образом от соотношения малой и большой осей эллипсоидной пустоты. Установлено, что сжимаемость пор возрастает при уменьшении параметра  $\gamma$ , т. е. при увеличении вытянутости пор и преобладании трещин [9]. Учитывая это и [7], запишем

$$\varepsilon \simeq \gamma/\varphi. \quad (8)$$

Однако для описания порового пространства в общем виде требуется хотя бы три из следующих характеристик: пористость, проницаемость, гидравлический радиус, удельная поверхность твердого вещества, извилистость [13]. Акустических показателей, непосредственно связанных с этими характеристиками (кроме пористости), пока не найдено.

Приведенные выше показатели ( $\varphi$ ,  $\varepsilon$ ,  $\beta_p$ ,  $\eta$ ,  $v_p/v_s$ ,  $\gamma$ ) характеризуют в основном конструкционные особенности пористых сред. Рассмотрим, как отражаются на упругости пористой среды неоднородности ее вещественного состава. Очевидно, степень неоднородности зависит прежде всего от различия свойств фаз. Для этого можно ввести показатель фазовой неоднородности  $\beta_2/\beta_1$ , по величине которого судят об ожидаемых эффектах в суммарных характеристиках среды при изменении свойств фаз. Кроме того, составляющие породу фазы характеризуются своей собственной неоднородностью, связанной с полиминеральностью скелета или сложностью заполнителя.

Теоретические оценки упругости твердой фазы основаны на расчете усредненных характеристик агрегата по параметрам составляющих его минералов и их удельным объемам. Для изотропной мономинеральной поликристаллической породы применяется усреднение по Фойгту — Реуссу — Хиллу [2]. Более сложна задача вычисления упругих характеристик полиминеральных систем, являющихся обычно анизотропными. В этом случае для скалярного свойства (например, объемной плотности) параметр смеси вычисляется как арифметическое средневзвешенное, а для векторного (упругие модули) — как средневзвешенное вдоль слоистости и как среднегармоническое по

перек ее. Для статистической смеси наиболее пригодно логарифмическое средневзвешенное. Однако указанные методики опробованы для многокомпонентных консолидированных смесей, а для расчета упругих свойств пористых многофазных сред (осадочных пород) пока не нашли применения.

В качестве показателя неоднородности состава может быть использован коэффициент Пуассона. Так, для большинства минералов он колеблется в интервале 0,2—0,3, а для полиминеральных систем (например, кварцевых песчаников с глинистокарбонатным цементом) достигает 0,3—0,35. Очевидно, что многокомпонентность способствует ослаблению связей. Аналогичным образом ведет себя коэффициент Пуассона при изменении фазового состава (например, при водонасыщении породы).

При изучении коллекторов, часто представленных кварцевыми песчаниками, неоднородность их состава обычно проявляется в виде содержания глины. Если глина содержится в порах («пассивная» фаза), относительная глинистость коллектора составляет [5]

$$\mu = C_{гг}/(K_{п} + C_{гг}), \quad (9)$$

где  $C_{гг}$  — объемная глинистость,  $K_{п}$  — эффективная пористость. В этом случае средняя сжимаемость сложного заполнителя определяется по уравнению Вуда [1]. Если глина входит в состав скелета («активная» фаза), ее влияние проявляется через сжимаемость пор

$$\beta_{п} = \beta'_{п}/(1 - \eta), \quad (10)$$

где  $\beta'_{п}$  — сжимаемость пор чистого коллектора. Отсюда

$$\eta = 1 - \beta'_{п}/\beta_{п}. \quad (11)$$

Заметим, что при заполнении глиной пор уменьшается пористость агрегата и увеличивается его плотность, а объемная упругость почти не изменяется, в связи с чем может наблюдаться эффект уменьшения скорости при уменьшении пористости [12].

Особый интерес при изучении коллекторов представляет влияние порового флюида. Влияние заполнителя проявляется через объемную упругость, так как контактная упругость от свойств флюида почти не зависит. Объемная упругость возрастает при уменьшении пористости и сжимаемости флюидов, а также уменьшении цементированности агрегата (за счет поправки Био) (рис. 1). В сильно цементированных породах преобладает влияние контактной упругости и роль флюида уменьшается. Скорость продольных волн в породах возрастает с увеличением скорости в заполнителе, но в сильно цементированном агрегате величина скорости находится в обратной зависимости со скоростью в заполнителе (через объемную плотность), т. е. в сухом может оказаться выше. Следовательно, существуют критические точки цементированности  $\epsilon$ , в которых дифференциация скоростей

при смене заполнителя будет отсутствовать (рис. 2). Так, по теоретической оценке при скорости в породе 3500 м/сек и пористости 20% критическая точка соответствует параметру связанности  $\epsilon = 0,45$ . По той же причине скорости поперечных волн в цементированных породах находятся в обратной зависимости со скоростью в заполнителе, причем чувствительность  $v_s$  мала.

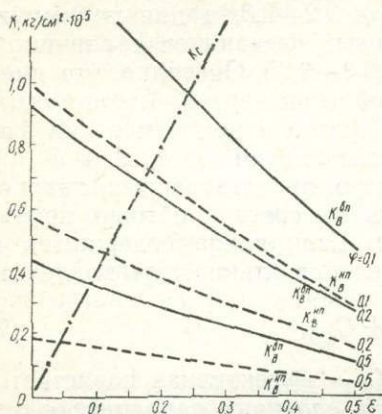


Рис. 1. Зависимости объемной  $K_v$  и контактной  $K_c$  упругости водо- (вп) и нефтесодержащих (нп) пород от цементированности для разной пористости ( $K_v$  с поправкой Био; по Л. А. Сергееву [12]).

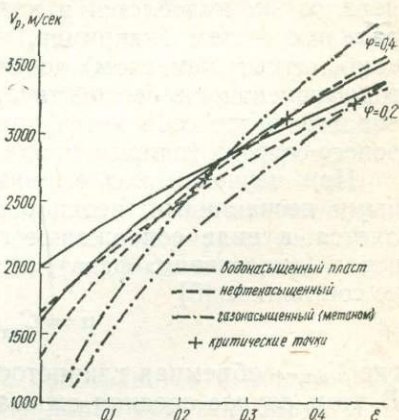


Рис. 2. Зависимости скорости продольных волн от параметра цементированности для водо-, нефти- и газонасыщенных песчаников (по формуле Био,  $\Phi = 0,2$  и  $0,4$ ;  $H = 1000$  м).

Итак, можно считать, что основные геолого-петрографические характеристики неоднородности пористой среды с той или иной степенью приближения могут быть описаны некоторыми петрофизическими показателями (см. таблицу).

Не всем геолого-петрографическим признакам удастся найти однозначные акустические аналоги, в ряде случаев приводится несколько показателей, многие из них только приближенно отражают исходные признаки, однако такая параллелизация геолого-петрографических и петрофизических величин может служить основой для получения оценок строения и состава пород по сейсмоакустическим данным. Для этого необходимо найти способы определения приведенных показателей по непосредственно измеряемым акустическим параметрам.

В целом эти задачи многозначны. Пути их аналитического решения связаны с увеличением количества измеряемых независимых параметров и построением соответствующего количества уравнений. Например, существенно расширяются возможности решения обратной задачи при использовании скоростей про-

дольных и поперечных волн. Так, согласно Д. Уайту и Р. Сенгбуш [8],

$$(v_s)^2_z = B'C, \quad (12)$$

где  $B' = 3,4(1 - \nu_1)$  (для кубической упаковки). Поскольку  $C = (\epsilon/\beta_1)/B$  ( $B$  для кубической упаковки равен 5,78), то

$$\epsilon = B/B' \cdot \beta_1 v_s^2 = kv_s^2. \quad (13)$$

Следовательно, связанность среды может быть оценена непосредственно по скорости  $v_s$ . По скоростям  $v_p$  и  $v_s$  можно однозначно найти пористость и связанность.

#### Петрофизические показатели для характеристики неоднородности

Геолого-петрографическая характеристика неоднородности	Петрофизический показатель неоднородности
Пустотность	Объемное соотношение фаз пористость, $\varphi$
Связанность	Параметр сцементированности, $\epsilon$ Коэффициент разгрузки, $n$ Скорость поперечных волн, $v_s$
Структурная неоднородность	Соотношение $v_p/v_s$
Форма пустот	Сжимаемость пор, $\beta_{\Pi}$
Свойства твердой фазы	Структурный параметр $\gamma$ Сжимаемость, $\beta_1$ Скорость в твердой фазе, $v_1$
Свойства жидкой фазы	Сжимаемость, $\beta_2$ Скорость в жидкой фазе, $v_2$
Фазовая неоднородность	Показатель $\beta_2/\beta_1$
Полимнеральность скелета	Коэффициент Пуассона, $\nu_1$
Глинистость	Величина $1 - \beta_{\Pi}/\beta_{\Pi}$

Эмпирический путь решения обратной задачи состоит в предварительном исследовании информативности акустических параметров относительно различных геолого-петрографических признаков [10]. Зная степень «влиятельности» последних и располагая дополнительной геологической информацией о их изменчивости (или стабильности), задачу в ряде случаев можно успешно решить и по одному из акустических параметров. Однако эти вопросы требуют уже специального рассмотрения и выходят за рамки данной статьи.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авчян Г. М. Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. М., «Недра», 1972.
2. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., «Наука», 1970.
3. Вербицкий Т. З. Изучение физических свойств нефтегазовых коллекторов в условиях, близких к пластовым. Автореферат канд. дис. Львов, 1968.

4. Дзедбань И. П. О распространении упругих волн в трещиноватых и кавернозных средах.— «Изв. АН СССР, физика Земли», 1970, № 10.

5. Добрынин В. М. Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М., «Недра», 1970.

6. Ляховицкий Ф. М. О скоростях распространения продольных волн в зернистых средах.— «Труды Гидропроекта», 1960, № 3.

7. Молотова Л. В., Васильев Ю. И. О величине отношения скоростей продольных и поперечных волн в горных породах.— «Изв. АН СССР, геофизика», 1960, № 7, 8.

8. Петкевич Г. И., Вербицкий Т. З. Исследование упругих свойств пористых геологических сред, содержащих жидкости. К., «Наукова думка», 1965.

9. Петкевич Г. И., Вербицкий Т. З. Акустические исследования горных пород в нефтяных скважинах. К., «Наукова думка», 1970.

10. Петкевич Г. И. Информативность упругих характеристик осадочных пород в термодинамических условиях глубоких скважин.— В сб.: Доклады IV Всесоюзного совещания по физическим свойствам горных пород при высоких термодинамических параметрах. Тбилиси, 1974.

11. Сергеев Л. А., Кузнецов О. Л. О различии акустических свойств газо-, нефте-, водонасыщенных коллекторов.— В сб.: Термические методы увеличения нефтеотдачи и геотермология нефтяных месторождений. М., ВНИИОЭНГ, 1967.

12. Сергеев Л. А. Основы геоакустики газо-нефтяного пласта. Автореферат докт. дис. М., 1971.

13. Энгельгардт В. Поровое пространство осадочных пород. М., «Недра», 1964.

14. Geertsma I. The effect of fluid pressure decline on volume changes of porous rocks.— «Journ. of petroleum technology», 1957, № 12.

*G. I. Petkevich*

## PETROPHYSICAL INDICATORS OF HETEROGENEITY OF THE POROUS MEDIUMS

### Summary

Some aspects of solution of the inverse problems petrophysics are described. Petrophysical indicators of heterogeneity of porous mediums are introduced on the base of contact model of elasticity of sedimentary rocks. Indicators of the porosity, cementation, mineral, structural and phase heterogeneity are analysed and possibilities of their determination on acoustic parameters are discussed.

Г. Т. ПРОДАЙВОДА, В. Г. МОЛЯВКО, ст. науч. сотрудники  
Киевский университет

## ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА ЗАКАРПАТЬЯ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Интенсивная вулканическая деятельность в неогене в Закарпатье связана с позднеорогенным этапом активизации Паннонского срединного массива. Вулканизм локализовался и контролировался в основном двумя продольными разломами общезакарпатского простирания — Припаннонским глубинным разломом, отделяющим Закарпатский внутренний прогиб от

Паннонского массива, и Закарпатским глубинным разломом, располагающимся на границе прогиба и складчатого сооружения флишевых Карпат.

Характерной особенностью начальной стадии вулканизма является ее циклический характер, который проявляется в последовательной смене фаций во времени. В пределах Выгорлат-Гутинской гряды вулканическая деятельность началась мощными эксплозивными извержениями, которые в дальнейшем сменились эффузивными излияниями и внедрением экструзивных и субвулканических тел. Дальнейшее развитие вулканизма в период второй вспышки вулканической активности для различных районов существенно отличалось. В центральных и западных участках (приуроченных к областям Закарпатского глубинного разлома) повторяется характер ритмичности первого цикла. В восточной части Выгорлат-Гутинской гряды, приуроченной к зоне Виноградского разлома (массивы Великий Шоллес и Оаш), в составе главных фаций отсутствуют андезито-базальты и андезиты. Вулканисты завершающего цикла имеют преимущественно лавовый характер. Активная вулканическая деятельность в миоцене наблюдалась в основном в области Припаннонского разлома.

Продукты неогенового вулканизма Закарпатья на протяжении нескольких десятилетий являлись объектом различных исследований. Изучением их физических свойств занимались С. И. Субботин [22], Н. П. Михайлова [13], Т. С. Лебедев, Н. Ф. Познанская [19, 10, 11], В. И. Хоменко [24], Ю. М. Коптюх [8] и др. Эти исследования касались главным образом плотностных и магнитных свойств. Проводились они без должного геолого-петрографического сопровождения и были направлены, как правило, на решение частных задач.

В течение 1966—1972 гг. проблемной лабораторией физико-химических исследований горных пород геологического факультета Киевского университета проводились региональные петрогеохимические и петрофизические исследования неовулкаников Закарпатья. Исследовались представительными выборками ведущие петротипы вулкаников трех наиболее полно геологически изученных районов Выгорлат-Гутинской гряды: Ужгород-Перечинский (массивы Анталовский и Попричный), Мукачехо-Сваляевский (массивы Синяк, Борлиов Дил) и Оаш-Шоллеский. Кроме того, были опробованы липариты Береговского холмогорья. Выборки для каждого петротипа составлялись из сборных (12—15) и штучных проб, отобранных в 3—4 пунктах (преимущественно из карьеров), что позволило в дальнейшем дать обобщенную характеристику данного петротипа пород. Штучные пробы в пределах каждого пункта отбирались на расстоянии 5—10 м друг от друга. Для каждой выборки проводились минералого-петрографические (3—4 шлифа) и петрохимические (не менее двух силикатных анализов на выборку) исследования.

Таблица 1. Минералогический состав вулканогенных образований Закарпатья, %

Вулканические массивы	Петрографический тип и его положение в разрезе	Оливин	Ортопироксен	Клинопироксен	Плагиоклаз	Сумма вкрапленников	Основная масса
Попричный и Анталовский	Гранат-содержащие липарито-дациты (Ужгород)	—	—	—	4,35	—	95,60
	Андезито-базальты низов разреза I вулканического комплекса	—	5,23	1,95	21,83	29,13	70,87
	Андезито-базальты верхов разреза I вулканического комплекса	—	6,36	3,08	38,67	48,15	51,85
	Андезиты I комплекса	—	0,43	0,31	35,24	34,54	65,45
	Андезито-базальты II вулканического комплекса	—	0,87	0,37	32,36	33,38	66,12
	Андезито-базальты юго-восточного склона массива Анталовский. II вулканический комплекс	—	4,10	1,00	18,63	23,74	76,26
Синяк и Борлиов Дил	Андезито-базальты р. Ламованья матековского комплекса	—	3,12	4,68	16,84	24,82	75,18
	Андезито-базальты матековского комплекса	—	3,54	2,20	24,67	30,99	69,61
	Андезито-базальты синякского комплекса	—	4,04	5,91	23,31	33,33	66,67
	Андезито-базальты обавского комплекса	—	4,76	3,12	25,57	33,96	66,04
	Андезито-базальты г. Плишка	—	4	1,38	28,29	31,32	68,78
Великий Шоллес	Андезито-базальты низов разреза I вулканического комплекса	—	3,88	2,44	27,54	34,61	64,88
	Андезито-базальты верхов разреза I вулканического комплекса	—	—	0,06	20,26	20,49	79,49
	Андезито-базальты г. Толстая	—	1,03	0,07	25,23	26,67	73,33
Оаш	Базальты I вулканического комплекса	2,02	—	0,73	31,69	34,66	65,32
	Андезиты с. Крива	—	5,88	3,99	23,23	33,62	66,38
Черная гора и Шаланка	Андезито-базальты	—	2,33	1,38	21,92	26,27	73,73
Бужора	Базальты «нижней» толщи	1,78	1,95	6,30	23,18	33,40	66,60
	Андезито-базальты «верхней» толщи	0,88	0,58	2,02	27,39	31,43	68,67
Береговское холмогорье	Липариты	—	—	—	5,17	6,89 кварц 1,52	93,10

В каждом образце производилось определение следующих физических параметров: удельного и объемного веса, общей и эффективной пористости, скорости продольных и поперечных волн, упругие модули, теплопроводность. Методика описана в [19].

В петрографическом отношении изученные вулканиты представлены базальтами, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, дацитами, липарито-дацитами и липаритами. Преобладающее большинство изученных разновидностей пород, количественно-минералогический состав которых представлен в табл. 1, имеет четко выраженное порфиоровое строение и характеризуется очень близкой ассоциацией вкрапленников: плагиоклаз — гиперстен — клинопироксен. Реже встречается оливин. Нередко содержание вкрапленников достигает 30—35%, несколько снижаясь в кислых разновидностях. Обычно среди вкрапленников преобладает плагиоклаз (20—35%), для которого характерна высокая основность (№ 60—90) и большое количество генераций. Наиболее распространенной сквозной генерацией является плагиоклаз № 60—70, присутствующий во всех породах базальт — андезито-базальт — андезит — дацитового состава, а часто и в более кислых разностях. В петрохимическом отношении они относятся к известково-щелочным породам предельно сильного и сильного тихоокеанского типа.

Петрофизическая характеристика изученных вулканитов Закарпатья представлена в табл. 2—4. Как следует из приведенных данных, физические свойства петрографически однотипных вулканитов различных комплексов и районов, наряду с целым рядом общих черт, характеризуются и определенными индивидуальными отличиями, которые связаны с особенностями условий их образования, а также принадлежностью к различным вулканическим центрам. Общей характерной чертой основных лав низов разреза Выгорлат-Гутинской гряды (табл. 2) является высокий удельный вес андезито-базальтов, их весьма однородный состав. Причем наиболее основные андезито-базальты массивов Оаш, р. Ламованья, карьера Каменица по величине удельного веса близки к базальтам [19]. Для вулканитов I комплекса во всех изученных районах отмечается убывание удельного веса вверх по разрезу, что косвенно свидетельствует о некотором похислении вулканитов, а увеличение его вариабельности — о более высокой неоднородности их состава.

Андезито-базальты г. Черной и Шаланка очень сходны по значениям физических параметров с лавами матековского комплекса.

Вулканиты II комплекса характеризуются большей изменчивостью состава. Основные лавы этого комплекса в Ужгород-Перечинском районе отличаются высоким удельным весом (юго-восточный склон г. Анталовская), хотя большинство лав района

Таблица 2. Физические свойства основных лав различных комплексов Выгорлат-Гутинской гряды и Берегового холмогорья

Номер	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>		Объемный вес, г/см		Общая пористость, %		Эффективная пористость, %		Скорость продольных волн, км/сек		Скорость поперечных волн, км/сек		Модуль Юнга, 10 <sup>11</sup> дин/см		Теплопроводность, 10 <sup>-3</sup> кал/см×сек·град	
	м	υ	м	υ	м	υ	м	υ	м	υ	м	υ	м	υ	м	υ
1	2,82	1	2,63	2	6,6	28	1,0	121	5,18	6	3,10	6	6,2	15	3,8	12
2	2,78	2	2,61	2	6,1	33	2,3	106	4,96	10	2,76	12	5,1	21	3,7	8
2	2,72	1	2,49	7	8,04	71	1,43	56	4,92	6	3,04	8	5,6	21	3,56	7
3	2,76	2	2,61	3	5,0	44	2,3	105	5,18	17	2,91	11	5,6	23	3,6	12
4	2,85	0,9	2,71	2,6	4,9	43	0,6	122	5,79	4	3,20	5	7,12	11	3,8	8
5	2,90	0,3	2,76	1,5	4,8	28	1,3	63	5,64	5	3,34	4	7,5	10	3,7	13
6	2,80	1,4	2,68	3	4,5	63	0,9	172	(max 6,1) 5,55	9	3,12	11	(max 8,7) 6,9	21	3,9	11
7	2,79	2,2	2,64	3,2	5,3	55	2,0	127	5,33	9	2,94	11	5,4	16	3,4	16
8	2,76	2,5	2,60	3,6	5,9	41	3,0	86	(max 5,88) 5,15	11	3,24	13	5,2	72	3,8	9
9	2,80	1	2,69	2	3,8	42	1,2	138	(max 5,79) 5,39	6	3,13	6	6,6	13	4,2	11
10	2,75	1	2,68	5	1,3	84	0,9	100	5,35	4	3,13	3	6,6	8	3,6	7
10	2,67	2,7	2,58	2	2,91	55	1,73	74	4,80	8	2,80	10	5,35	20	3,50	16
11	2,84	1,3	2,80	1,6	1,5	71	0,4	192	5,98	4	3,38	7	8,1	12	3,5	8
12	2,86	1,6	2,65	2,5	6,7	27	1,0	94	5,3	8	3,18	5	6,7	14	3,6	10

Примечание. **Ужгород-Перечинский район:** 1—андезито-базальты низов разреза I вулканогенного комплекса; 2—андезито-базальты верхов разреза того же комплекса; 3—андезиты того же комплекса; 4—андезито-базальты вулканогенного комплекса; 5—андезито-базальты юго-восточного склона г. Анталовской того же комплекса. **Мукачевский район:** 6—андезито-базальты р. Ламованья матековский комплекс; 7—андезито-базальты матековского комплекса; 8—андезито-базальты снякакского комплекса; 9—андезито-базальты обавского комплекса. **Массив Великий Шоллес:** 10—андезито-базальты низов разреза I вулканогенного комплекса; 10—андезито-базальты верхов разреза того же комплекса; 10—андезито-дациты того же комплекса. **Массив Оаш:** 11—базальт I вулканогенного комплекса. **Береговое холмогорье:** 12—андезито-базальты г. Черной и Шаланка. м—среднее значение физического параметра; υ—коэффициент вариации, %.

по комплексу свойств параллелизуются с основными лавами синякского комплекса.

Наиболее гетерогенны по физическим параметрам лавы завершающего этапа вулканизма Выгорлат-Гутинской гряды (табл. 3). Если андезито-базальты массива Великий Шоллес и андезиты массива Оаш очень сходны по физическим характеристикам, то базальты массива Бужора практически не находят себе аналогов и по значениям удельного веса, как и по другим физическим параметрам, близки к долеритовым базальтам лор-ахурянской толщи Армении [19].

Таблица 3. Физические свойства вулкаников завершающего этапа вулканической деятельности Выгорлат-Гутинской гряды

Физические и статистические параметры		Петрографический тип				
		1	2	3	4	5
Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	м	2,70	2,73	2,86	2,92	2,82
	υ	0,8	3,8	1,0	2	1,2
Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	м	2,66	2,69	2,76	2,76	2,68
	υ	8	8	1,4	2	1,9
Общая пористость, %	м	1,5	1,4	3,3	5,7	4,8
	υ	60	38	40	39	37
Эффективная пористость, %	м	0,4	0,4	0,6	0,6	0,4
	υ	59	80	122	117	98
Скорость продольных волн, км/сек	м	5,39	5,12	5,75	5,80	5,71
	υ	4	8,6	4,5	5	4,9
Скорость поперечных волн, км/сек	м	3,28	3,22	3,26	3,39	3,31
	υ	3,4	5	7	4	4,2
Модуль Юнга, 10 <sup>11</sup> дин/см <sup>2</sup>	м	6,90	6,82	7,46	7,86	7,32
	υ	7	10	13	10	8,4
Теплопроводность, 10 <sup>-3</sup> кал/см·сек·град	м	3,48	3,42	3,54	3,64	3,59
	υ	8	10	12	10	11

Примечание. 1—андезиты с. Крива массива Оаш (III комплекс); 2—андезито-базальты г. Толстая массива Великий Шоллес (III комплекс); 3—андезито-базальты г. Плишка массива Синяк; 4—базальты «нижней» толщи массива Бужора. м—среднее значение физического параметра; υ—коэффициент вариации, %.

Для основных лав Выгорлат-Гутинской гряды характерно слабое повышение пористости с востока на запад, что может свидетельствовать об увеличении степени газонасыщенности лавового материала и различии в характере вулканической деятельности. Обычно всем без исключения основным лавам присуща умеренная ( $m_0 \sim 7\%$ ) пористость, среди которой, как правило, доминирует закрытая пористость. Кроме того, им чаще всего присущи высокие значения модуля Юнга. Такие данные позволяют считать эти лавы малопроницаемыми и прочными.

Среди кислых вулкаников липариты Береговского холмогорья отличаются более низким удельным весом, самой высокой общей и эффективной пористостью. Выборочные совокупности

распределения этих параметров чаще всего согласуются с нормальным законом. В то же время гранатсодержащие липарито-дациты Ужгород-Перечинского района имеют более высокий удельный вес; большинство физических параметров в этих породах распределено по логнормальному закону. Липариты и липарито-дациты массивов Оаш и Великий Шоллес очень сходны по удельному и объемному весу, характеризуются нормальным законом распределения физических свойств. Общей отличительной особенностью кислых вулканитов является их низкий удельный и объемный вес, высокая пористость, свидетельствующая о загазованности магмы, обычно низкие значения модуля Юнга. Все это указывает на возможность формирования в них зон повышенной трещиноватости даже при небольших напряжениях. Высокая проницаемость в сочетании с их относительно высокой теплопроводностью способствует образованию значительных зон вторичных изменений.

Таблица 4. Сравнительная характеристика физических свойств кислых вулканитов Береговского холмогорья и Выгорлат-Гутинской гряды

Физические и статистические параметры		Массив Оаш			Массив Шоллес, липарито-дациты	Ужгород-Перечинский район, липарито-дациты гранатсодержащие
		Береговское холмогорье, липариты	липариты	липарито-дациты		
Удельный вес, $г/см^3$	<i>m</i>	2,50	2,53	2,56	2,55	2,59
	<i>v</i>	2	1,1	1,7	2	3
Объемный вес, $г/см^3$	<i>m</i>	2,16	2,31	2,35	2,36	2,29
	<i>v</i>	6	8	6	6	10
Общая пористость, %	<i>m</i>	13,4	10,1	8,1	8,2	12,3
	<i>v</i>	36	42	56	58	67
Эффективная пористость, %	<i>m</i>	10,6	8,0	7,1	6,5	8,4
	<i>v</i>	51	49	61	61	58
Скорость продольных волн, км/сек	<i>m</i>	3,67	4,05	4,22	4,34	3,82
	<i>v</i>	13	10	10	16	16
Скорость поперечных волн, км/сек	<i>m</i>	2,33	2,87	2,66	2,61	2,44
	<i>v</i>	14	21	9	13	17
Модуль Юнга $10^{11}$ дин/см <sup>2</sup>	<i>m</i>	2,83	3,54	3,96	3,97	3,28
	<i>v</i>	32	23	23	31	36
Теплопроводность, $10^{-3}$ кал/см·сек·град	<i>m</i>	3,11	3,57	3,69	3,75	3,13
	<i>v</i>	23	13	14	12	24

Независимо от состава и возраста изученных вулканитов в них наблюдается (табл. 5) тесная корреляция между составом и удельным весом.

Свойства, определяющие условия передачи энергии (упругие и тепловые), находятся в более сложной зависимости от состава и строения вулканитов. По аналогии с минералами [7, 15] можно ввести понятие удельной  $\omega_6$  и объемной  $\omega_p$  относительной

структурной рыхлости породы, которые находят из таких соотношений:

$$\omega_{\delta} = m/(n\delta), \quad \omega_{\rho} = m/(n\rho),$$

где  $m$  — сумма весовых процентов по данным химического анализа;  $\rho$  — объемный вес;  $\delta$  — удельный вес;  $n$  — сумма атомных количеств, за исключением атомов водорода.

Таблица 5. Регрессивные зависимости состава вулканогенных пород и значений их удельного веса

Коэффициент корреляции	Уравнение регрессии	Доверительные пределы при 5%-ном уровне значимости
-0,93	$\text{SiO}_2 = -51,3\delta + 199,9$	$\pm 4,5\%$
0,92	$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} = 26,68\delta - 63,98$	$\pm 1,8\%$
0,88	$\text{CaO} = 18,19\delta - 43,68$	$\pm 2,2\%$
-0,86	$\text{K}_2\text{O} = -5,4\delta + 17,11$	$\pm 0,7$
-0,89	$a = -13,38\delta + 46,32$	$\pm 1,8$
0,89	$b = 32,92\delta - 78,2$	$\pm 3,6$
0,88	$c = 17,08\delta - 39,6$	$\pm 1,9$
-0,93	$Q = -81,92\delta + 240,03$	$\pm 7,4$

Величина  $m/n$  для большинства пород находится в пределах 20—22, и в первом приближении можно считать, что величины  $\omega_{\delta}$  и  $\omega_{\rho}$  не зависят от состава. В общем случае эффект уплотнения и разуплотнения вулканогенных пород обусловлен кристаллохимическими особенностями и количественным соотношением минералов-вкрапленников и стекла, а также наличием порового пространства. Удельная относительная структурная рыхлость породы в большей степени определяется интрателлурической стадией существования породы, а объемная — условиями остывания и характером вулканических извержений. Обычно основные лавы Выгорлат-Гутинской гряды, являющиеся продуктом глубинного магматического очага, имеют высокие значения  $\omega_{\delta} = 7,5-7,9$ . Относительно пониженные значения этого параметра присущи андезито-базальтам р. Ламованья ( $\omega_{\delta} = 6,6$ ) и базальтам Бужоры ( $\omega_{\delta} = 7,5-7,52$ ). Для кислых дериватов гряды, липаритов Береговского холмогорья и гранатовых липарито-дацитов  $\omega_{\delta} = 8-8,4$ . Процессы собственно вулканической стадии приводят к разуплотнению породы, и поэтому обычно всегда соблюдается соотношение  $\omega_{\delta} > \omega_{\rho}$ . Для субвулканических пород эти различия меньше, а для вулканитов эксплозивной фации наибольшие ( $\omega_{\delta} = 7,6$ ;  $\omega_{\rho} = 13,6$ ).

Структурно-чувствительные параметры находятся в тесной зависимости с объемной структурной рыхлостью вулканитов. Их аналитические зависимости могут быть представлены в виде уравнений множественной регрессии:

$$\lg E = (-3,15 \lg \omega_{\rho} + 2,51 \lg m/n + 8,80) \pm 0,12, \quad R = 0,93;$$

$$V_p = (-0,77 \omega_p + 0,11 m/n + 8,76) \pm 0,5, \quad R = 0,70;$$

$$V_s = (-0,4 \omega_p + 0,11 m/n + 3,87) \pm 0,4, \quad R = 0,74,$$

где  $E$  — модуль Юнга,  $\text{дин/см}^2$ ;  $V_p$  — скорость продольных волн,  $\text{км/сек}$ ;  $V_s$  — скорость поперечных волн,  $\text{км/сек}$ ;  $R$  — множественный коэффициент корреляции.

Если значения скоростей упругих волн, модуля Юнга, теплопроводности привести к нулевой пористости (табл. 6), то лишь для упругих характеристик наблюдается довольно отчетливая обратная связь с основностью вулканитов. Для теплопроводности эта связь проявляется слабо. Обычно в нормальном ряду изверженных горных пород [18] наблюдается для средних пород

Таблица 6. Физические свойства вулканитов Закарпатья, экстраполированные к нулевой пористости

Порода и ее геологическое положение	Удельный вес, $\text{г/см}^3$	Скорости упругих волн, $\text{км/сек}$		Модуль Юнга, $10^{11} \text{дин/см}^2$	Теплопроводность, $10^{-3} \text{кал/см} \cdot \text{сек} \times \text{град}$	%
		продольных	поперечных			
Липариты Береговского холмогорья	2,50	4,49	3,10	5,06	4,45	73,01
Липарито-дациты II комплекса Великий Шоллес	2,55	5,01	3,03	5,79	4,35	70,15
Гранат-содержащие липарито-дациты Ужгород-Перечинского района	2,59	4,28	2,75	4,35	4,12	69,94
Гиалодацит р. Связява Мукачевский район	2,584	5,35	3,18	6,39	4,02	69,49
Андезито-дациты I комплекса Великий Шоллес	2,67	5,28	3,31	6,68	3,91	63,20
Андезиты I комплекса массивов Анталовский и Попричный	2,72	5,07	3,19	6,66	4,12	58,98
Андезито-базальты верхов I комплекса Великий Шоллес	2,75	5,51	3,19	7,01	3,65	56,35
Андезито-базальты II комплекса массива Анталовский и Попричный	2,76	5,65	3,08	6,42	3,72	56,04
Андезито-базальты верхов разреза I комплекса тех же массивов	2,78	6,00	3,33	7,24	4,12	55,30
Андезито-базальты низов разреза I комплекса тех же массивов	2,82	5,37	3,22	6,59	4,11	56,27
Андезито-базальты низов разреза I комплекса Великий Шоллес	2,80	5,89	3,40	7,95	4,37	55,16
Базальты массива Оаш	2,84	5,98	3,38	8,10	3,5	50,35
Базальты Бужоры	2,92	6,18	3,68	9,50	4,02	52,31

минимум теплопроводности. Для исследуемых пород этот минимум проявляется слабее.

Теплопроводность минералов является одной из чувствительных характеристик [20] степени упорядоченности атомов в структуре. Порядок-беспорядок или внутрикристаллическое распределение катионов в силикатах [6, 21] зависит от ряда факторов температуры, давления, состава среды и др. Для некоторых же компонентов пород главное значение могут иметь лишь давление и температура. Основным компонентом вулкаников является плагиоклаз, который кристаллизуется и устойчиво сосуществует с расплавом, начиная с давлений 10 кбар [23]. Обычно [27] принимается, что вкрапленники плагиоклаза первоначально находятся в состоянии неупорядоченности и фазового равновесия с расплавом. Так, Э. И. Блюмштейн, И. Е. Каменцев [2] установили, что степень упорядоченности не зависит от состава плагиоклазов, а зависит от глубины кристаллизации и скорости охлаждения геологических тел. Наиболее упорядоченными являются плагиоклазы из субвулканических и экструзивных тел, а промежуточной упорядоченностью обладают маломощные потоки базальтов и мощные потоки андезитовых лав.

В природных плагиоклазах [2, 26] в большинстве случаев существуют промежуточные степени упорядочения, объясняющиеся главным образом особенностями их кристаллизации. Быстрое остывание лавы как бы «замораживает» [25] начальное состояние степени упорядоченности минералов. Наряду с этим образуются лейсты полностью неупорядоченных плагиоклазов. Этим и объясняется более низкие значения теплопроводности (табл. 6) базальтов массивов Оаш и Бужора. Базальты Бужоры, очень близкие по составу к родоначальной магме [4, 5], отличаются более высокой магнезиальностью пироксенов, что объясняется более высокой температурой их кристаллизации. Базальты же массива Оаш отличаются однородностью строения, низкой общей и эффективной пористостью, высокой упругостью, что обычно характерно для лав с быстрым остыванием в условиях водной среды [19].

Андезито-базальтовая магма была более низкотемпературной и обогащена летучими, она задерживалась в верхних горизонтах земной коры, что и обусловило ее более высокую теплопроводность.

Более высокая теплопроводность кислых вулкаников связана с медленным охлаждением лавы экструзивных тел. При этом высокие вязкости благоприятствовали приобретению плагиоклазами упорядоченного состояния, более высокой степени раскристаллизации. Кроме того, присутствие в липаритах Береговского холмогорья кварца ( $\lambda = 18,6 \cdot 10^{-3}$  кал/см·сек·град) привело к еще большему увеличению теплопроводности (табл. 6).

Для всех вулкаников характерна анизотропия упругих волн (табл. 7), что свидетельствует о неоднородности их структуры и

наличии линейно-ориентированных зон [17]. Наибольшей анизотропией характеризуются экструзивные липариты и липарито-дациты. В последнее время получены сведения [12, 14] о неоднородности тонкой структуры природных кислых стекол, которые выглядят как изотропные в обычном поляриционном микроскопе, но достаточно четко наблюдаются с помощью электронных микроскопов. Аналогичные сведения получены и для природных базальтовых [28] и искусственных стекол [16]. Обычно в кислых вулканитах [3] на микронном уровне наблюдается два типа тонких неоднородностей: с одной стороны, полосчатые (струйное распределение летучей фазы), с другой — присутствие двух различающихся по составу фаз, связанных с разделением расплава при охлаждении за счет ликвации. Возможно, полосчатые лавы липаритов Косино, содержащие гиперстен, представляют негомогенизированную смесь разных по составу магм.

Таблица 7. Коэффициенты анизотропии скоростей продольных волн вулканитов различных условий формирования

Порода	Условия остывания	Анизотропия, %
Базальты р. Холт	Потоки	1,7
Андезито-базальты р. Быстрой	»	1,4
Липарито-дациты р. Вар	»	1,6
Липарито-дациты г. Бубен	Экструзия	6,0
Липариты г. Королево	»	4,0
Липариты г. Хаешь	»	4,5
Андезито-дациты г. Путка	»	6,7

Примечание. Ориентировка образцов произвольная.

Полный анализ анизотропии в соответствии с методикой изучения кристаллов различной симметрии [1] показал (табл. 8), что для кислых вулканитов (при условии произвольного выбора направлений [010] и [100] — в плоскости флюидалности) соотношения  $V_1 \neq V_7 \neq V_{13}$ ;  $V_9 = V_{14}$ ;  $V_2 = V_5$ ;  $V_3 = V_8$  выполняются приближенно. Следовательно, симметрия этих пород не ниже ромбической. Для основных лав коэффициент анизотропии значительно ниже и обусловлен планпараллельностью, созданной ориентировкой зерен и лейст плагиоклаза по плоскости (010), которая располагается параллельно плоскости течения.

Таким образом, проведенное изучение физических свойств характерных петротипов вулканогенных пород Закарпатья, позволило получить их объективную петрофизическую оценку, увязанную как с особенностями геологического строения и магматизма этой территории, так и с составом и структурно-текстурными признаками их продуктов. В своей совокупности эта оценка может использоваться для интерпретации геофизических

данных и при решении ряда геологических задач. К последним можно отнести задачу расчленения вулканогенных разрезов с использованием оценок удельного веса и плотности, изучения особенностей вулканической деятельности и разграничения форм и условий проявления магматизма по данным изучения относительной объемной и удельной рыхлости породы, а также по данным сравнительной оценки упругих и тепловых свойств, упругой анизотропии пород. Данные об упругих параметрах и пористости пород с успехом могут использоваться для косвенной оценки условий проявления гидротермальной деятельности и установления благоприятных рудомещающих сред. В частности, к последним, среди изученных образований, следует отнести продукты кислого вулканизма.

Установленные количественные оценки и закономерности изменения физических свойств неовулканитов Закарпатья могут быть в значительной степени распространены и на другие проявления неовулканизма Карпат.

Таблица 8. Скорости распространения упругих волн в неэквивалентных кристаллофизических направлениях

Направление распространения волны	Смещение в волне	Скорость, км/сек	Порода и ее местонахождение	
			липарито-дациты г. Веряца	липариты г. Косино
001	001	$V_1$	4,31	3,32
	100	$V_2$	2,90	2,36
	010	$V_3$	2,90	2,40
110	110	$V_4$	4,62	3,68
	110	$V_5$	2,86	2,40
	01	$V_6$	2,73	2,20
010	010	$V_7$	4,56	3,61
	001	$V_8$	2,73	2,20
	100	$V_9$	2,90	2,40
101	101	$V_{10}$	4,43	3,45
	101	$V_{11}$	3,81	2,31
	010	$V_{12}$	2,90	2,36
100	100	$V_{13}$	4,60	3,54
	010	$V_{14}$	2,90	2,36
	001	$V_{15}$	2,73	2,20
011	011	$V_{16}$	4,53	3,40
	011	$V_{17}$	2,90	2,37
	100	$V_{18}$	2,90	2,90

Примечание. Направление 001 перпендикулярно флюиальности

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., «Наука», 1970.
2. Блюмштейн Э. И., Каменцев И. Е. Структурное состояние плагиоклазов в андезитовых и базальтовых сериях на основе рентгеновских данных.— В кн.: Кристаллохимия и структура минералов. Л., «Наука», 1974.
3. Волынец О. Н. О неоднородностях состава в потоках и экструзиях кислых лав.— В кн.: Кислый вулканизм. «Наука», 1973.
4. Гойчарук А. Ф. Закономерности образования и некоторые вопросы рудоносности андезито-базальтовой формации Закарпатья. Автореферат. канд. дис. К., 1974.
5. Гончарук А. Ф., Мельниченко Б. Ф. Петрология базальтов бужорского вулкана и состав исходных магм плиоценовых вулканов Закарпатья.— «Геологический журнал», 1970, т. 30, в. 6.
6. Добрецов Н. Л. и др. Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971.
7. Евзикова Н. З., Ицксон Г. В. Структурная плотность решетки как показатель условий минералообразования.— «Записки Всесоюзного минералогического об-ва», 1962, ч. 98, вып. 2.
8. Койтюк Ю. М. Роль структурных факторов и физических свойств вмещающих пород в локализации полиметаллического оруднения Береговского месторождения Закарпатья. Автореферат канд. дис. К., 1970.
9. Лебедев Т. С. и др. Исследование физических свойств изверженных пород Горного Крыма и Закарпатья.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры юго-восточной Европы, М., «Наука», 1964.
10. Лебедев Т. С., Познанская Н. Ф. Физические свойства некоторых магматических пород Закарпатья.— «Геофизический сборник АН УССР», 1967, вып. 21.
11. Лебедев Т. С., Познанская Н. Ф. Стохастические связи некоторых физических параметров эффузивных пород Закарпатья.— «Геофизический сборник АН УССР», 1968, № 24.
12. Митрейкина О. Б. Об электро-микроскопическом изучении липаритов.— «ДАН СССР», 1969, т. 185, № 4.
13. Михайлова Н. П. и др. Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена. К., «Наукова думка», 1974.
14. Наседкин В. В. Петрогенезис кислых вулканитов. М., «Наука», 1975.
15. Поваренных А. С., Продайвода Г. Т., Серга А. Ю. О значении усредненных упругих констант минералов.— «Минералогический сборник Львовского университета», 1972, № 26, в. 1.
16. Порай-Кошиц Б. А. Некоторые аспекты проблемы неоднородного строения стекла.— «Проблемы химии силикатов», Л., «Наука», 1974.
17. Продайвода Г. Т. Влияние петрографических факторов на физические свойства вулканогенных пород.— «Геофизический сборник АН УССР», 1972, № 46.
18. Продайвода Г. Т. Общие закономерности изменения теплопроводности изверженных горных пород.— В кн.: «Физика горных пород и процессов», М., 1974.
19. Толстой М. И., Продайвода Г. Т., Молявко В. Г. Физические свойства базальтов Армении.— «Геофизический сборник АН УССР», 1974, № 61.
20. Продайвода Г. Т. О связи теплопроводности породообразующих минералов со степенью упорядоченности атомов в их структуре.— В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. К., Изд-во при Киевск. ун-те, 1976.
21. Саксена С. Термодинамика твердых растворов породообразующих минералов. М., «Мир», 1975.
22. Субботин С. И. Глубинное строение Советских Карпат и прилега-

ющих территорий по данным геофизических исследований. К., Изд-во АН УССР, 1955.

23. Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.

24. Хоменко В. И. Глибинна будова Закарпатського прогину. К., «Наукова думка», 1971.

25. Френкель Я. И. Введение в теорию металлов. Л., «Наука», 1972.

26. Slemmons D. V. Observation an order — disorder relation of natural plagioclases.— «Norsk. geol. tuddskr.», 1962, bd. 42, № 2.

27. Taylor W. N. The structures of principal feldspars.— «Norsk. geol. tuddskr.», 1962, bd. 42, № 2.

28. Trighet I., Sella C. Etude de la structure des verres volcanigus.— «С. г. Acad. Sci.», 1968, v. 267, № 13.

*G. T. Prodaivoda, V. G. Moljavko*

THE PETROPHISICAL PECULIARITIES  
OF MODERN VOLCANIC ROCKS OF TRANSCARPATHIAN  
AND ITS GEOLOGICAL SIGNIFICANCE

Summary

The paper deals with the physical properties (specific and volume weight, common and efficient porosity, elastic and thermal constants) of the major petrotypes of modern volcanism of Zaccarpathian. It was investigated the kinetics of plutonic and volcanic stages of rock formation on the physical properties have influence.

П. С. ҚАРМАЗИН, канд. геол.-мин. наук

Артемовская геофизическая экспедиция  
треста «Днепргеофизика» Министерства геологии УССР

**ГРАВИТАЦИОННАЯ АНОМАЛИЯ ПЕРВОГО ПОРЯДКА  
В ПРИАЗОВЬЕ И ЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА**

При изучении гравитационного поля Приазовья (Приазовская часть УКЩ) рассмотрены аномалии, располагающиеся на этой территории полностью или частично и имеющие более или менее изометричную форму [1—3 и др.]. Фон, на котором располагаются указанные аномалии, не рассматривался.

Для собственно Приазовья (вне зон влияния смежных регионов) общей и характерной чертой поля силы тяжести является увеличение напряженности с востока на запад, от Азово-Кубанской впадины к Орехово-Павлоградскому рву. Аномалии более низких порядков в Приазовье не обнаруживаются. Поэтому общее увеличение силы тяжести в западном направлении может быть условно названо аномалией первого порядка.

Такая аномалия наглядно проявляется на графиках силы тяжести по профилям, простирающимся через все Приазовье (рис. 1). Графики имеют вид синусоид с осью абсцисс, припод-

нятой к западу. Ось абсцисс графически изображает аномалию первого порядка.

Для исключения (уменьшения влияния) аномалий более высоких порядков выполнен пересчет значений силы тяжести на высоты до 50 км, при котором аномалии более высоких порядков уже не проявляются. Горизонтальный градиент силы тяжести за счет аномалии первого порядка, подсчитанный по трем

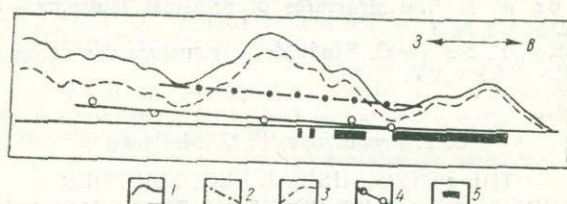


Рис. 1. Графики изменения силы тяжести и плотности пород:

1 — сила тяжести по данным наблюдений; 2 — аномалия первого порядка, установленная пересчетом наблюдений на высоту 50 км; 3 — остаточная аномалия, установленная исключением аномалии первого порядка; 4 — график средневзвешенной плотности пород; 5 — выходы пород массивов сиенитового комплекса на уровень эрозионного среза докембрия.

профилям, равен в среднем 0,50—0,56 мгл/км. Относительное увеличение напряженности поля с востока на запад за счет аномалии первого порядка составляет примерно 10<sup>-15</sup> мгл.

Природа аномалии первого порядка обнаруживается при сопоставлении ее с плотностями пород докембрия, выходящими на уровень эрозионного среза.

Физические свойства пород Приазовья изучены неравномерно. Вследствие неодинаковой обнаженности на разных участках сеть отбора образцов не выдержана. Имеющиеся скважины распределены также неравномерно. С учетом частой перемежаемости пород разной плотности это обстоятельство исключает достоверное выяснение распределения плотностей непосредственно на профилях. Распространение значений плотности на ту или иную территорию, не охарактеризованную образцами, наиболее достоверно в случае геологических карт, составленных на основе геофизических съемок. Поэтому сопоставление плотностей и гравитационного поля на территории всего Приазовья произведено по материалам крупномасштабных геофизических съемок. В этом случае составлялись геологические карты с плотностной характеристикой показанных на карте образований.

Многочисленность пород при складчатом строении докембрия обуславливает частую их перемежаемость. Метаморфические изменения первично осадочных пород (фаунистически не охарактеризованных) затрудняют расшифровку стратиграфических взаимоотношений. В этих условиях выяснение простран-

ственного распределения плотностей в целом по Приазовью, очевидно, возможно лишь сопоставлением плотностей, средневзвешенных на площадь пород.

Размер каждой из площадок, для которых подсчитана средневзвешенная плотность, около 350 км<sup>2</sup>, что обеспечивает достаточную представительность пород и средневзвешенных значений плотности.

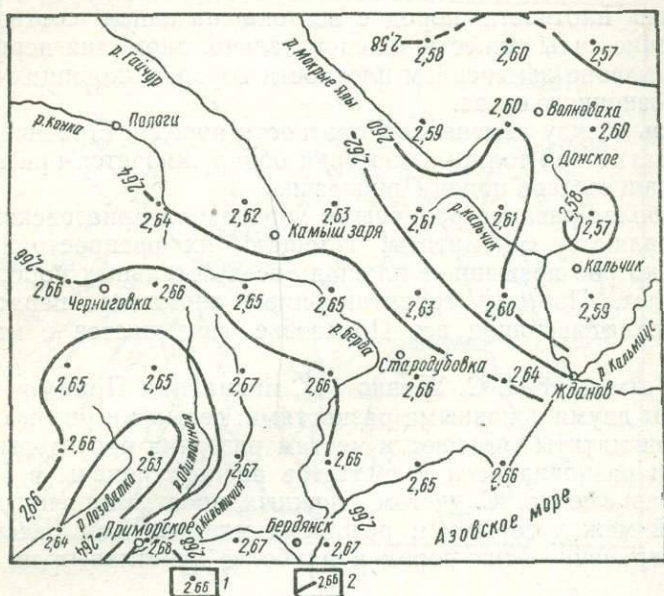


Рис. 2. Карта средневзвешенной плотности пород гнейсо-сигматитовой толщи Приазовья:

1 — центры площадок определения средневзвешенной плотности пород; 2 — изолинии средневзвешенной плотности пород.

Средневзвешенная плотность пород, вмещающих массы снежинового комплекса, колеблется от 2,57 г/см<sup>3</sup> в районе левого истока р. Кальчик до 2,67 г/см<sup>3</sup> в верховьях р. Кильтичи (рис. 2). В целом обнаруживается достаточно плавное нарастание плотности в западно-юго-западном направлении от 2,60 г/см<sup>3</sup> на линии р. Кальчик — р. Мокре Ялы до 2,66 г/см<sup>3</sup> на линии устье р. Берды — с. Черниговка. Горизонтальный градиент плотности в этом направлении и на указанном интервале составляет 0,01 г/см<sup>3</sup> на 1 км.

На фоне общего увеличения плотности в западно-юго-западном направлении наблюдаются местные искажения этой закономерности. Самое крупное из них отмечается в бассейне р. Лозоватки, где на фоне плотности 2,66—2,67 г/см<sup>3</sup> выделяются

участки относительно пониженной (до  $2,63 \text{ г/см}^3$ ) плотности. Однако это местное искажение не затушевывает общей закономерности — увеличение плотности в западно-юго-западном направлении, так как даже с учетом данного искажения разница плотностей между Восточным и Западным Приазовьем составляет  $0,06 \text{ г/см}^3$ .

Сопоставление карты и графиков средневзвешенных плотностей с картой и графиками силы тяжести показывает, что возрастанию плотности пород с востока на запад соответствует увеличение силы тяжести. Следовательно, аномалия первого порядка вызвана изменением плотности пород, выходящих на уровень эрозионного среза.

Связь между изменением плотности пород и строением гнейсо-мигматитовой толщи докембрия обнаруживается при анализе возраста и состава пород Приазовья.

Наиболее распространенными породами в приазовской части УКЩ являются мигматиты. Площадь их распространения в несколько раз превышает площадь всех остальных пород, вместе взятых. Поэтому гравитационная аномалия первого порядка, охватывающая все Приазовье, связывается с мигматитами.

Как отмечает И. С. Усенко [4], мигматиты Приазовья представлены двумя основными разновидностями: серыми и розовыми. Розовые мигматиты тяготеют к местам развития биотитовых гнейсов. Эти разновидности мигматитов распространены в Приазовье неравномерно. С учетом сложных пространственных соотношений между серыми и розовыми мигматитами рассмотрим распространение этих пород в наиболее отчетливых их проявлениях.

Розовые мигматиты наиболее широко развиты в Восточном Приазовье. На левобережье р. Кальмиус они протягиваются от балки Барбасовой к югу до с. Николаевка и х. Капланы. Южнее последнего розовые мигматиты встречаются в виде ксенолитов в Кальмиусском массиве сиенитового комплекса в районе с. Таврическое, с. Набережное и южнее.

Севернее балки Барбасовой розовые мигматиты наблюдаются среди пород Кальмиусского массива по склонам долины р. Кальмиус и его притоков. По характерному для них магнитному полю низких напряженностей розовые мигматиты прослеживаются между Кальмиусским и Южно-Еланчикским массивами сиенитового комплекса от широты с. Николаевка к северу, где обнажаются по бортам р. Кальмиус и балок Корнеевой и Максимовской. Обнажения их имеются также севернее, возле с. Октябрь и по р. Грузский Еланчик. Между Северо- и Южно-Кальчикским массивами, восточнее р. Кальмиус розовыми мигматитами сложены обширные территории.

Розовые мигматиты ограничивают также Кальмиусский массив на юго-западе и юге, обнажаясь по балкам Чернечьей, Чер-

ненковой и другим мелким притокам р. Кальмиус. По характерному для них магнитному полю розовые мигматиты прослежены на водоразделе р. Кальмиус и р. Кальчик. Севернее массива анадольских гранитов Кальмиусский массив также ограничен розовыми мигматитами.

Западнее водораздела рр. Кальмиус и Кальчик розовые мигматиты сменяются серыми. Среди розовых мигматитов появля-

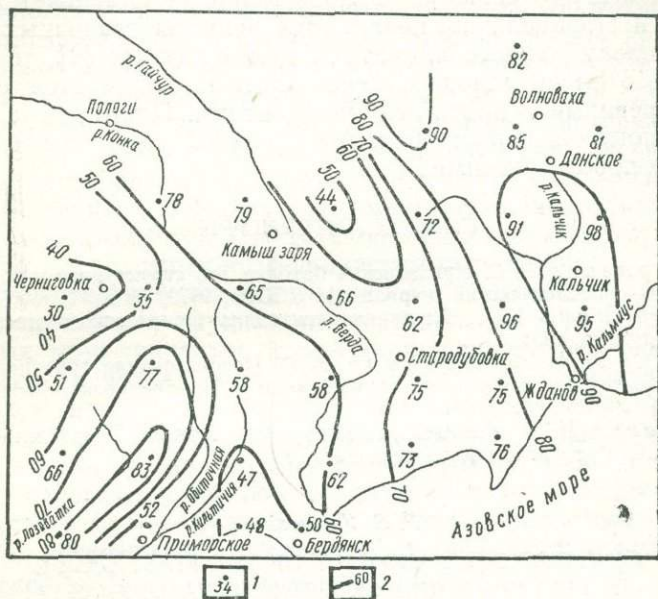


Рис. 3. Карта распространения биотитовых гнейсов и мигматитов в Приазовье:

- 1 — центры площадок подсчета относительного количества биотитовых гнейсов и мигматитов и их количество в процентах;
- 2 — линии равных количеств биотитовых гнейсов и мигматитов.

ются серые, количество которых к западу увеличивается. Западнее Октябрьского и Южно-Кальчикского массивов сиенитового комплекса уже преобладают серые мигматиты, а розовые занимают подчиненное положение.

В Центральном и Западном Приазовье преобладают серые мигматиты, среди которых розовые занимают отдельные разобщенные и сравнительно небольшие участки.

Количественным выражением смены одних пород гнейсо-мигматитовой толщи другими получено путем подсчета относительных количеств биотитовых гнейсов и мигматитов в пределах площадок, по которым подсчитывались средневзвешенные плотности пород. В результате выполненных расчетов установлено уменьшение биотитовых мигматитов и гнейсов в западно-юго-

западном направлении от 90% на водоразделе р. Кальмиус и р. Кальчик до 40% в истоках р. Кильгичия и р. Обиточная (рис. 3). Закономерное уменьшение этих пород с востока на запад нарушается отдельными максимумами (р. Лозоватка) и минимумами (истоки р. Конка и р. Гайчур) их содержания в гнейсо-мигматитовой толще.

Таким образом, с востока на запад происходит смена розовых мигматитов серыми. Одновременно увеличивается роль гнейсов и амфиболитов, появляются реликты осадочных пород.

Поскольку розовые мигматиты моложе серых [4], то можно говорить о смене молодых, менее плотных мигматитов, серыми, более древними и плотными мигматитами. Поэтому гравитационная аномалия первого порядка отражает смену относительно молодых пород древними.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кармазин П. С. Приазовский батолит, его структурное и возрастное положение.— «Геологический журнал АН УССР», 1970, № 5.
2. Собакарь Г. Т. Глубинная тектоника Приазовского массива. К., «Наукова думка», 1964.
3. Тяпкин К. Ф., Попович В. С. Использование гравиразведки и магниторазведки для изучения тектоники среднего Приднепровья.— «Изв. ДГИ», 1965, т. 16.
4. Усенко И. С. Комплекс гнейсов и мигматитов Приазовья.— В кн.: Геология СССР, т. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958.

*P. S. Karmazin*

#### GRAVITATIONAL ANOMALY OF THE FIRST ORDER IN PRIAZOVJA AND GEOLOGICAL NATURE OF IT

#### Summary

The density of precambrian rocks of Priazovja increases from east to west causes the increase of gravity.

Н. Н. ЖУКОВ, ст. науч. сотр.  
Киевский университет

#### СПОСОБЫ РАСЧЕТА ОЦЕНОК ЧАСТНЫХ КОЭФФИЦИЕНТОВ КОРРЕЛЯЦИИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ

Изучение связей геохимических признаков составляет одну из основных задач, решаемых в процессе статистического анализа материалов геологических исследований. Результаты такого анализа вместе с оценками числовых характеристик одномерных распределений дают общую количественную информацию об особенностях изучаемого объекта. Математико-статистический

аппарат анализа связей используется для решения вопросов генезиса геологических образований, для косвенных измерений (например, для прогнозирования какого-либо параметра по комплексу значений геохимических признаков с оценкой ошибки такого прогноза) и других задач.

При статистическом анализе связей геохимических признаков, в частности, при интерпретации множественных зависимостей, иногда возникает необходимость оценки собственной связи двух признаков при исключенном влиянии группы других. Коэффициент корреляции этих признаков характеризует силу линейной связи, существующей не только за счет их собственной зависимости, но и за счет других компонент, с которыми может быть связан каждый из них. В этой ситуации, очевидно, следует анализировать условное распределение этих признаков при фиксированных значениях тех компонент, влияние которых необходимо исключить. Сила такой связи характеризуется, как известно [1], частным коэффициентом корреляции.

Осуществление подобного подхода осложняется серьезными вычислительными трудностями, связанными с расчетом оценок частных коэффициентов корреляции. Существует, однако, возможность использования простых способов вычисления этих оценок с помощью коэффициентов множественных регрессий, для расчета которых имеется ряд хорошо зарекомендовавших себя на практике алгоритмов и программ на ЭВМ. В настоящей статье излагаются способы реализации такой возможности.

Пусть  $\xi$  и  $\eta$  — признаки, для которых необходимо вычислить частный коэффициент корреляции  $r_{\xi\eta}^{(k)}$  при исключенном влиянии признаков  $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k$ . Уравнения связи  $\xi$  и  $\eta$  с  $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k$  имеют вид

$$\xi = \sum_{j=1}^k a'_j \xi_j + a'_{k+1} + \Delta', \quad \eta = \sum_{j=1}^k a''_j \xi_j + a''_{k+1} + \Delta'', \quad (1)$$

где  $a'_j, a''_j$  ( $j = \overline{1, k+1}$ ) — коэффициенты регрессии  $\xi$  и  $\eta$  на  $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k$ ;  $\Delta'$  и  $\Delta''$  — случайные величины с нулевыми средними, не зависящие от  $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k$ .

Перепишем уравнения (1) в виде

$$(\xi - M_\xi)/\sigma_\xi = \sum_{j=1}^k b'_j (\xi_j - M_j)/\sigma_j + \delta', \quad (2)$$

$$(\eta - M_\eta)/\sigma_\eta = \sum_{j=1}^k b''_j (\xi_j - M_j)/\sigma_j + \delta'',$$

где

$$b'_j = a'_j \sigma_j / \sigma_\xi, \quad b''_j = a''_j \sigma_j / \sigma_\eta \quad (j = \overline{1, k}); \quad (3)$$

$M_{\xi}$ ,  $M_{\eta}$  и  $M_j$  — средние значения признаков  $\xi$ ,  $\eta$  и  $\xi_j$  ( $j = \overline{1, k}$ );  $\sigma_{\xi}$ ,  $\sigma_{\eta}$  и  $\sigma_j$  — их стандартные отклонения;  $\delta' = \Delta'/\sigma_{\xi}$ ,  $\delta'' = \Delta''/\sigma_{\eta}$ .

Коэффициенты  $b'_j$  и  $b''_j$  определяются из системы уравнений, которые в векторно-матричной форме имеют вид

$$Rb_{\xi} = r_{\xi}, \quad Rb_{\eta} = r_{\eta}, \quad (4)$$

где  $R$  — корреляционная матрица  $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k$ ;  $b_{\xi}$ ,  $b_{\eta}$ ,  $r_{\xi}$  и  $r_{\eta}$  — векторы вида:  $b_{\xi} = \{b'_1, b'_2, \dots, b'_k\}'$ ;  $b_{\eta} = \{b''_1, b''_2, \dots, b''_k\}'$ ,  $r_{\xi} = \{r_{1\xi}, r_{2\xi}, \dots, r_{k\xi}\}'$ ,  $r_{\eta} = \{r_{1\eta}, r_{2\eta}, \dots, r_{k\eta}\}'$ ;  $r_{j\xi}$  и  $r_{j\eta}$  — коэффициенты корреляции  $\xi$  и  $\eta$  с  $\xi_j$  ( $j = \overline{1, k}$ ).

Из (1) имеем

$$b_{\xi} = R^{-1}r_{\xi}, \quad b_{\eta} = R^{-1}r_{\eta} \quad (5)$$

( $R^{-1}$  — матрица, обратная матрице  $R$ ).

Положив в (2)  $\xi_j$  равными фиксированным значениям,  $\xi_j = x_j$  ( $j = \overline{1, k}$ ), получаем

$$\begin{aligned} (\xi - M_{\xi})/\sigma_{\xi} \Big|_{\substack{\xi_j = x_j \\ j = \overline{1, k}}} &= \sum_{j=1}^k b'_j (x_j - M_j)/\sigma_j + \delta', \\ (\eta - M_{\eta})/\sigma_{\eta} \Big|_{\substack{\xi_j = x_j \\ j = \overline{1, k}}} &= \sum_{j=1}^k b''_j (x_j - M_j)/\sigma_j + \delta'' \end{aligned} \quad (6)$$

Частный коэффициент корреляции  $r_{\xi\eta}^{(k)}$  вычисляем в виде

$$r_{\xi\eta}^{(k)} = b_{\xi\eta}^0 / (\sigma_{\xi}^0 \sigma_{\eta}^0), \quad (7)$$

где  $b_{\xi\eta}^0$  — условная ковариация величин (2);  $\sigma_{\xi}^0$  и  $\sigma_{\eta}^0$  — их условные стандартные отклонения. Используя (6), имеем

$$\begin{aligned} b_{\xi\eta}^0 &= M \{ [(\xi - M_{\xi})\sigma_{\xi}^{-1} - \sum_{j=1}^k b'_j (x_j - M_j)\sigma_j^{-1}] [(\eta - M_{\eta})\sigma_{\eta}^{-1} - \\ &\quad - \sum_{j=1}^k b''_j (x_j - M_j)\sigma_j^{-1}] \} = M (\delta' \delta''), \\ \sigma_{\xi}^0 &= \sqrt{M \delta'^2}, \quad \sigma_{\eta}^0 = \sqrt{M \delta''^2} \end{aligned} \quad (8)$$

( $M$  — знак математического ожидания). Из (2) следует

$$\delta' = (\xi - M_{\xi})/\sigma_{\xi} - \sum_{j=1}^k b'_j (\xi_j - M_j)/\sigma_j,$$

$$\delta'' = (\eta - M_\eta) / \sigma_\eta - \sum_{j=1}^k b_j'' (\xi_j - M_j) / \sigma_j, \quad (9)$$

следовательно, с учетом  $Rb_\xi = r_\xi$  и  $Rb_\eta = r_\eta$  имеем

$$\sigma_\xi^0 = 1 - \sum_{i,j=1}^k b_i' r_{ij} b_j' = 1 - b_\xi' Rb_\xi = 1 - b_\xi' r_\xi = 1 - \sum_{i=1}^k b_i' r_{i\xi},$$

$$\sigma_\eta^0 = 1 - \sum_{i,j=1}^k b_i'' r_{ij} b_j'' = 1 - b_\eta' Rb_\eta = 1 - b_\eta' r_\eta = 1 - \sum_{j=1}^k b_j'' r_{j\eta},$$

$$b_{\xi\eta}^0 = r_{\xi\eta} - \sum_{i=1}^k b_i'' r_{i\xi} - \sum_{i=1}^k b_i' r_{i\eta} + \sum_{i,j=1}^k b_i' r_{ij} b_j'' = r_{\xi\eta} - b_\xi' r_\eta -$$

$$- b_\eta' r_\xi + b_\xi' Rb_\eta = r_{\xi\eta} - b_\xi' Rb_\eta = r_{\xi\eta} - \sum_{i=1}^k b_i' r_{i\eta} =$$

$$= r_{\xi\eta} - \sum_{i=1}^k b_i'' r_{i\xi}.$$

Итак, получаем выражение для частного коэффициента корреляции

$$\begin{aligned} r_{\xi\eta}^{(k)} &= \left( r_{\xi\eta} - \sum_{i=1}^k b_i' r_{i\eta} \right) / \left[ \left( 1 - \sum_{i=1}^k b_i' r_{i\xi} \right) \left( 1 - \sum_{i=1}^k b_i'' r_{i\eta} \right) \right]^{1/2} = \\ &= \left( r_{\xi\eta} - \sum_{i=1}^k b_i'' r_{i\xi} \right) / \left[ \left( 1 - \sum_{i=1}^k b_i' r_{i\xi} \right) \left( 1 - \sum_{i=1}^k b_i'' r_{i\eta} \right) \right]^{1/2}, \quad (10) \end{aligned}$$

или

$$r_{\xi\eta}^{(k)} = \left( r_{\xi\eta} - \sum_{i=1}^k b_i' r_{i\eta} \right) [(1 - R_\xi^2)(1 - R_\eta^2)]^{-1/2}, \quad (11)$$

где  $R_\xi$ ,  $R_\eta$  — коэффициенты множественной корреляции  $\xi$  и  $\eta$  с  $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k$ .

Коэффициенты  $b_i'$ ,  $b_i''$  определяются через коэффициенты регрессий  $\xi$  и  $\eta$  на  $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k$  по формулам (3).

Исходя из (11), можно получить еще более простое выражение для частного коэффициента корреляции.

Рассмотрим уравнение множественной связи  $\eta$  с  $\xi, \xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k$

$$\eta = c_0 \xi + c_1 \xi_1 + c_2 \xi_2 + \dots + c_k \xi_k + c_{k+1} + \Delta. \quad (12)$$

Коэффициенты регрессии  $c_0, c_1, c_2, \dots, c_k$  имеют вид

$$c_0 = f_0 \sigma_\eta / \sigma_\xi, \quad c_j = f_j \sigma_\eta / \sigma_j \quad (j = \overline{1, k}), \quad (13)$$



THE METHODS OF CALCULATION OF CORRELATION  
PARTICULAR COEFFICIENTS OF GEOCHEMICAL SIGNS

## Summary

It is described the methods of calculation of estimations of correlation particular coefficients which are based on the expressions through regression coefficients. The necessary formulas are done.

Н. Н. ЖУКОВ, ст. науч. сотр., А. Ю. СЕРГА, ст. инж.,  
В. Г. МОЛЯВКО, ст. науч. сотр.  
Киевский университет

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА РАЗДЕЛЕНИЯ  
НЕОДНОРОДНОЙ СОВОКУПНОСТИ ПО КОМПЛЕКСУ ПРИЗНАКОВ  
ДЛЯ РАСЧЛЕНЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ  
СОВЕТСКОГО ЗАКАРПАТЬЯ

С задачей разделения неоднородной совокупности приходится сталкиваться при сопоставлении, расчленении и корреляции геологических образований при геологическом картировании, выделении геологических границ по комплексу геолого-геофизических данных и при решении других подобных задач. Основная особенность этой задачи — отсутствие эталонных данных — групп результатов измерений показателей из тех классов, которые должны получиться после разделения. Важность и актуальность проблемы разделения неоднородной совокупности несомненна [1—3].

Исходные данные для решения поставленной задачи представляют собой группу  $N$   $k$ -мерных наблюдений  $y_1, y_2, \dots, y_N$ , каждое из которых составлено из результатов измерений  $k$  показателей  $\{\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k\} = \vec{\xi}$ :  $y_i = \{y_{i1}, y_{i2}, \dots, y_{ik}\}$ ,  $i = \overline{1, N}$ .

Можно выделить два типа задач разделения неоднородной совокупности: а) по линейно упорядоченным данным ( $y_i$  пронумерованы последовательно друг за другом по профилю, скважине, возрастанию или убыванию какого-либо показателя и т. п.); б) по неупорядоченным данным.

Рассмотрим задачу разделения неоднородной совокупности по упорядоченным данным. Решение состоит в построении последовательности классификаций векторов  $y_i$  на однородные классы при фиксируемых последовательно возрастающих количествах этих классов  $J$  и дальнейшей интерпретации зависимости меры однородности получаемых классов от  $J$ . На каждом этапе построения, т. е. при каждом фиксированном  $J$  должно осуществляться оптимальное разделение.

В одномерном случае ( $k=1$ ) можно применить метод наименьших квадратов, отождествив с границами между классами  $Q_1, Q_2, \dots, Q_J$  при их фиксированном количестве  $J$  максимальные номера  $r_j$  наблюдений каждого класса  $Q_j$ . Наиболее вероятными будут те положения границ  $r_1, r_2, \dots, r_{J-1}$ , при которых обращается в минимум

$$\rho_1 = \sum_{j=1}^J \sum_{i=r_{j-1}+1}^{r_j} (y_i - \bar{y}_j)^2.$$

Здесь  $r_0 = 0, r_J = N, \bar{y}_j = \frac{1}{r_j - r_{j-1}} \sum_{i=r_{j-1}+1}^{r_j} y_i$  — среднее по наблюдениям  $j$ -й группы с номерами  $r_{j-1} + 1, r_{j-1} + 2, \dots, r_j$ .

Величина  $\rho_1$  характеризует компактность классов при различных положениях границ. Если  $y_i$  —  $k$ -мерные наблюдения ( $k \geq 2$ ), т. е. решается задача выделения границ по комплексу признаков, меру компактности определяют так, чтобы учесть поведение всех измеряемых показателей  $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k$ . Способы задания меры компактности могут быть различными. В нашей статье она определяется в виде

$$\rho_k = \sum_{j=1}^J \sum_{i=r_{j-1}+1}^{r_j} (y_{i\alpha} - \bar{y}_{j\alpha})(y_{i\alpha} - \bar{y}_{j\alpha})', \quad (1)$$

где

$$y_{i\alpha} = \{\alpha_1 y_{i1}, \alpha_2 y_{i2}, \dots, \alpha_k y_{ik}\}; \quad \bar{y}_{j\alpha} = 1/(r_j - r_{j-1}) \sum_{i=r_{j-1}+1}^{r_j} y_{i\alpha};$$

$\alpha_s$  — коэффициенты масштаба, оцениваемые в виде

$$\alpha_s = 1/g_s,$$

где

$$g_s = \left[ 1/(N-1) \sum_{i=1}^{N-1} (y_{i+1,s} - y_{is})^2 \right]^{1/2}, \quad s = \overline{1, k}.$$

Минимум  $\rho_k$  по  $r_1, r_2, \dots, r_{J-1}$  определяет наиболее вероятные положения границ при каждом  $J$ . По зависимости  $\rho_k(J)$  минимальных значений  $\rho_k$  от  $J$  производят окончательную интерпретацию: определяют вероятные количества классов по скачкам  $\rho_k(J)$  путем сравнения этой зависимости с эталонной, построенной для заведомо однородной совокупности.

Основная трудность в решении этой задачи — большое число возможных комбинаций границ. При количестве внутренних границ

$J - 1$  оно составит  $C_{N-1}^{J-1}$ , поэтому полный перебор всех положений границ возможен только на быстродействующих ЭВМ при небольших  $J$  или  $N$ .

Для сокращения вычислительной процедуры векторы  $y_i$  группируются в подклассы по метрике (1); в дальнейших операциях подклассы считаются неразрывными. Если предполагаемые классы вытянуты по шкале упорядоченности, перебор границ можно производить с некоторым шагом, с последующим рассмотрением интервалов, содержащих границы. Еще один способ (не гарантирующий получение оптимального решения) заключается во включении границ между классами, полученных на предыдущих этапах, в число последующих.

В задаче разделения неоднородной совокупности по неупорядоченным данным сравнение всех возможных вариантов разделения по простейшим мерам однородности классов (полный перебор) невозможен даже на быстродействующих ЭВМ. Уже при небольших количествах объектов число этих вариантов чрезвычайно велико (при количестве классов  $t=2$  оно составляет  $2^{N-1} - 1$ ). Поэтому приходится ограничиваться построением вычислительных процедур, дающих приближение к оптимальному разделению.

Если в задаче используется только один показатель, то наблюдения можно упорядочить по его значениям. Общее решение (по комплексу показателей) можно реализовать по такому алгоритму. Для совокупности, подлежащей разделению, строят покрытие, представляющее собой последовательность  $N$  окрестностей фиксированного размера вокруг точек  $y_i$  ( $i = \overline{1, N}$ )  $k$ -мерного пространства. Размер окрестностей определяется величиной меры сходства включаемых в них точек с центрами окрестностей  $y_i$ . Окрестности объединяют в компактные подпокрытия в соответствии с определенной заранее мерой компактности объединений пересекающихся окрестностей. В качестве такой меры можно взять плотность точек  $y_i$  в таких объединениях, либо (в простейшем варианте) число общих точек  $y_i$  этих окрестностей. Объединяемые вместе с окрестностями их центры (точки  $y_i$ ) образуют классы. Последовательно увеличивая размер окрестностей, начиная с минимального, при котором число классов равно  $N$ , определяют последовательность разбиений, каждому из которых ставится в соответствие средняя мера компактности классов. По скачкам зависимости  $\mu(J)$  этой меры от числа классов, определяемым по виду функции  $\mu_0(J) = (\mu(J+1) - \mu(J)) / \mu(J)$ , находят наиболее вероятные количества классов.

В простой процедуре этого типа, при которой группируются точки с пересекающимися окрестностями, предварительно вычисляются расстояния между всеми парами точек

$$d(i, j) = \rho(y_i, y_j) = (y_{i\alpha} - y_{j\alpha})(y_{i\alpha} - y_{j\alpha})' = \sum_{s=1}^k \alpha_s^2 (y_{is} - y_{js})^2.$$

Когда группирование геологических объектов производится по средним значениям признаков, коэффициенты масштаба  $a_s$  можно брать обратно пропорциональными усредненным по объектам стандартным отклонениям признаков.

Полученные значения  $d(i, j)$ , число которых составляет  $L = C_N^2 = 0,5N(N - 1)$ , упорядочиваются по возрастанию:

$$d(i_1, j_1) \leq d(i_2, j_2) \leq \dots \leq d(i_L, j_L).$$

Группирование осуществляется в  $L$  шагов. На первом шаге объединяются  $y_{i_1}$  и  $y_{j_1}$ . На  $m$ -м шаге анализируются номера  $i_m$  и  $j_m$ : если один из них есть в списке номеров одной из групп, имевшихся после  $(m - 1)$ -го шага, то точка с оставшимся номером включается в эту группу; если оба номера оказались среди номеров одной и той же группы, списки групп остаются без изменения; если  $i_m$  и  $j_m$  после  $(m - 1)$ -го шага оказались в списках разных групп, последние объединяются; в остальных случаях  $y_{j_m}$  и  $y_{i_m}$  образуют новую группу. На каждом шаге вычисляется мера компактности, по значениям которой строится ее зависимость от числа классов. Результаты группирования представляются в виде дендрограммы, изображающей дерево классификации в соответствии с ее иерархической структурой.

Уровни объединения на дендрограмме откладываются по высоте сообразно с мерой компактности группы, что дает возможность наглядно оценивать однородность объединения и облегчает интерпретацию.

Алгоритмы, разработанные по описанным процедурам разделения неоднородных совокупностей на однородные группы, реализованы на ЭВМ «М-220» в виде программы в действительных адресах.

Программа была использована для решения задачи расчленения и классификации разновозрастных эффузивных пород различных районов Выгорлат-Гутинской вулканической гряды Советского Закарпатья. Расчленение этих пород сопряжено с объективными трудностями, обусловленными отсутствием в мощной (более 500 м) вулканической толще маркирующих горизонтов и направленности эволюции состава пород во времени и пространстве. Большое количество вулканических центров, асинхронно извергавших лавы и туфы различного состава и структуры, создали сложную мозаичную картину распределения разновозрастных лав и туфов, главным образом андезитов и андезито-базальтов близкого петрографического и химического составов.

Расчленение эффузивных пород с помощью упомянутой программы проводили в четырех обособленных районах Выгорлат-Гутинской гряды, отличающихся по характеру и времени вулканической деятельности (массивы Анталовский, Синяк, хр. Великий Шоллес и Оаш). В первом, третьем и четвертом районах,

по геохимическим данным, в вулканическом разрезе выделяются две толщи (нижняя и верхняя) андезито-базальтов и андезитов. В районе массива Синяк выделяются три толщи пород андезито-базальтового и андезитового составов (нижняя, средняя и верхняя) близкого состава и облика. В каждом районе были опробованы выборками в 30 образцов характерные представители вулканических разрезов — лавы крупных вулканических построек, по составу соответствующие андезито-базальт-андезиту, изливавшимся на различных этапах вулканической деятельности.

В качестве признаков сопоставляемых объектов послужили содержания в породах Ti, Sr, Mn, V, Zr, Pb, Zn. Выбор именно этих геохимических признаков обусловлен их типоморфностью для пород данной серии и относительно широкой вариацией значений их концентраций. Петрографические и петрофизические признаки при классификации не использовали, так как величины этих характеристик в значительной мере зависят от локальных условий кристаллизации и становления пород, и для расчленения разновозрастных толщ в этом районе оказываются непригодными.

Результаты классификации приведены на дендрограммах (рис. 1, 2). Уровни объединения  $\rho$  отложены на рисунках по вертикали, а номера объектов, участвующих в классификации, указаны на горизонтальной оси.

В результате классификации основных членов вулканогенного разреза Ужгород-Перечинского района (рис. 1) при  $\rho=3,4$  четко обособились две группы пород. В первую группу (со значениями  $\rho \leq 2,7$ ) объединились лавы основания вулканического разреза массива Анталовский, слагающие нижнюю вулканическую толщу этого района (выборки 1, 3—6). Во вторую группу со значениями  $\rho \leq 1,7$  объединились лавы верхней толщи (выборки 7—9). Обе обособившиеся группы образуют единую совокупность при уровне  $\rho \geq 3,4$ . Поэтому выборка 2 лав нижней толщи со значением  $\rho=3,41$  и лавы верхней толщи (выборка 10) с  $\rho=4,0$  могут быть с равными вероятностями отнесены к породам как первой, так и второй групп.

В разрезе вулканического массива Синяк (несмотря на близкий состав слагающих его пород) по результатам классификации также обособились две группы пород. При этом в первую группу с минимальными значениями  $\rho$  ( $\rho \leq 0,4$ ) объединились породы, отнесенные при геологической съемке к нижней пачке массива Синяк (выборки 1, 2, 4), а также лавы нижней пачки массива Борлиов Дил (выборка 3), а во вторую (при  $\rho \leq 0,25$ ) — все включенные в классификацию выборки лав верхней пачки (выборки 7—11). Породы, отнесенные по геологическим данным к средней пачке (выборки 5, 6), не образовали единой совокупности и далеко отстают от образований верхней и нижней толщ, что может свидетельствовать о пестроте состава пород, ее сла-

гающих, и неточном определении границ и объема средней толщи.

В пределах хр. Великий Шоллес и Оаш нами была предпринята попытка расчленения очень близких по составу пород, относимых к Гутинской (нижняя толща) и Бужорской (верхняя толща) свитам.

Результаты классификации, приведенные на рис. 2, свидетельствуют о четком разделении классифицируемых пород. При

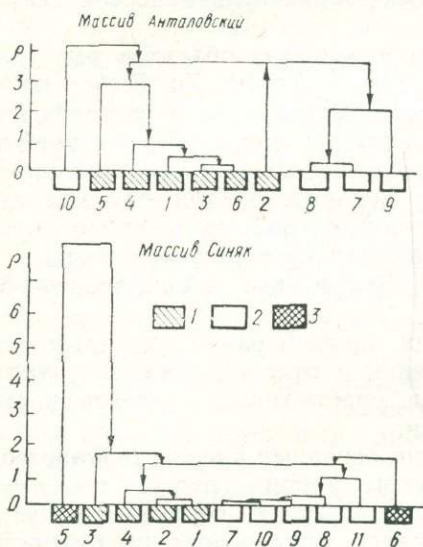


Рис. 1. Результаты классификации основных членов разреза массивов Анталовский и Синак:

1 — андезито-базальты нижней вулканической толщи массивов Анталовский и Синак; 2 — андезито-базальты верхней вулканической толщи массивов Анталовский Синак; 3 — андезито-базальты средней вулканической толщи массива Синак.

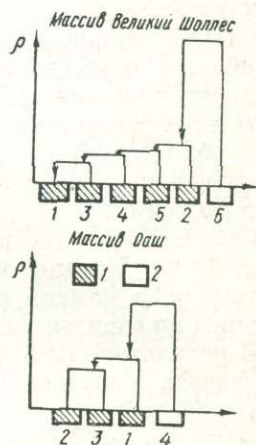


Рис. 2. Результаты классификации основных членов разреза массивов Великий Шоллес и Оаш:

1 — андезито-базальты и базальты Гутинской свиты; 2 — андезито-базальты Бужорской свиты.

этом полные разрезы Гутинской свиты в этих районах образовали в единую совокупность при значениях  $\rho=1,01$  на хр. Великий Шоллес и  $\rho=1,2$  на хр. Оаш при минимальных значениях  $\rho=4,3$  и  $\rho=3,2$  для пород Бужорской свиты.

Результаты расчленения эффузивных пород Выгорлат-Гутинской гряды при помощи программы разделения неоднородной совокупности хорошо согласуются с данными геологических исследований и свидетельствуют о высокой эффективности применения программы при решении подобного рода задач.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жуков Н. Н. Вероятностно-статистические методы анализа геолого-геофизической информации. К., «Вища школа», 1975.
2. Крамбейн У., Кауфмен М., Мак-Кеммон Р. Модели геологических процессов. М., «Мир», 1973.
3. Родионов Д. А. Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М., «Недра», 1968.

*N. N. Zhukov, A. Yu. Serga, V. G. Moljavko*

### APPLICATION OF THE DIVISION METHOD OF A INHOMOGENEOUS TOTALITY BY A COMPLEX OF INDICATIONS FOR THE DISMEMBERMENT OF VOLCANIC SERIES OF THE SOVIET TRANSCARPATHIAN TERRITORY

#### Summary

Method of division of a inhomogeneous totality by a computers in variants with a linear regulating and unregulating data are described. It is done an example of applications one at methods (unregulating data) for the dismemberment and classification of the effusive rocks of different ages in Vigorlat-Gutin-skay range.

Б. И. СМИРНОВ, ст. науч. сотр.

Львовский университет

И. М. ЦЕРМАН, ст. инж.

Закарпатская геологическая экспедиция

### О ВОЗМОЖНОСТИ ВЫЯВЛЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ С ПОМОЩЬЮ ТРЕНД-ПОВЕРХНОСТЕЙ НИЗКИХ СТЕПЕНЕЙ

Известно, что эффективность геохимических поисков рудных месторождений может быть повышена с применением математико-статистических методов. В частности, при исследовании геохимических полей в качестве модели пространственного распределения содержаний рудных элементов могут быть предложены регрессионные поверхности различного порядка [1]. Подобный подход реализуется с помощью тренд-анализа, суть которого заключается в разложении величины  $Z$  (исследуемый геологический признак) на две составляющие: систематическую  $Z^{(m)}$ , являющуюся функцией координат точек опробования ( $Z^{(m)} = F_m(x, y)$ ) и случайную переменную  $\varepsilon$

$$Z = F_m(x, y) + \varepsilon^{(m)},$$

где функция  $F_m(x, y)$  обычно имеет вид полинома степени  $m$ .

Нами вслед за А. Б. Вистелиусом и Т. Б. Яновской [2] при построении сглаживающих поверхностей использовались нату-

ральные логарифмы переменной  $Z$ , что предотвращает появление среди аппроксимированных значений отрицательных величин  $Z^{(m)}$ , не имеющих геологического смысла.

Итак, для любой точки опробования с координатами  $x_i$  и  $y_i$  сглаженное значение  $Z^{(m)}$  можно вычислить по формуле

$$Z_{ij}^{(m)} = \text{EXP} (a_{00} + a_{10}x_i + a_{01}y_j + \dots + a_{k(m-k)}x_i^k y_j^{(m-k)} + \dots + a_{0m}y_j^m),$$

где  $a_{k, m-k}$  — коэффициенты полинома степени  $m$ ;  $k=0, 1, 2, \dots, m$ . Нахождение коэффициентов полинома производят с помощью метода наименьших квадратов.

Можно полагать, что плавно изменяющаяся переменная  $Z^{(m)}$  отражает действие некоторого общего для всего исследуемого региона геологического фактора, управляющего переменной  $Z$  («фонный» фактор), а также влияние ряда других факторов, имеющих локальное распространение и обычно трактуемых как «аномалии». При этом следует учитывать, что кроме полезных сигналов («фон» плюс «аномалия») в формировании сглаживающих поверхностей участвуют и случайные колебания переменной  $Z$ . Повышая степень полинома  $m$ , мы добиваемся более полного описания изменчивости, связанной с аномалиями, однако усиливается искажающее влияние случайных помех. Напротив, с понижением  $m$  удается в значительной степени подавить случайные помехи, но одновременно уменьшается вероятность вскрытия аномалий. Таким образом, успешное применение тренд-анализа при геохимических поисках определяется правильным подбором степени аппроксимирующего полинома.

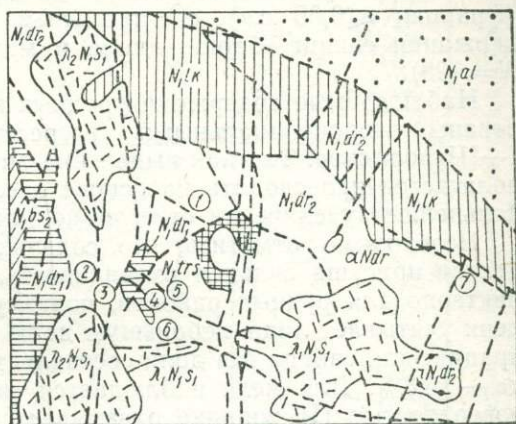
Выбор оптимальной степени полинома — вопрос сложный и до конца пока не решенный. Рекомендуемый в работах [4,6] статистический подход, опирающийся на формальную (вероятностную) оценку значимости отклонений  $\varepsilon^{(m)} = Z - Z^{(m)}$ , не учитывает различной природы этих отклонений, что заметно снижает эффективность такого подхода. Р. И. Дубов [3], справедливо критикуя применение статистического метода, предлагает количественный критерий, основанный на характере смены знаков величины  $\varepsilon^{(m)}$  при переходе от точки  $(x_i, y_i)$  к  $(x_j, y_j)$ , удаленной от первой на расстояние  $R \geq R_0$ . Считается, что аппроксимирующая функция отображает все закономерные изменения признака  $Z$ , если появление у значений  $\varepsilon_{ii}^{(m)}$  и  $\varepsilon_{jj}^{(m)}$  одного и того же знака носит случайный характер. Однако успешное применение этого метода требует некоторых априорных сведений о размерах отыскиваемых аномалий (с размерами последних связано задание величины  $R_0$ ).

Следует отметить, что выбор оптимальной степени полинома  $F_m$  во многом зависит от того, каким образом предполагается вести выделение геохимических аномалий. Выше мы уже писа-

ли, что информация о последних содержится как в компоненте  $Z^{(m)}$ , так и в компоненте  $\epsilon^{(m)}$ , что и определяет существование двух приемов обособления аномалий. Один из способов заключается в нахождении разностей  $\epsilon^{(l)} = Z^{(m)} - Z^{(m-l)}$  ( $l \leq m-1$ ). В этом случае для обеспечения полноты извлечения информации, относящейся к аномальным значениям переменной  $Z$ , приходится использовать полиномы высоких степеней. Однако чрезмерное

Рис. 1. Схематическая геологическая карта (представлена схематическая геологическая карта с условным нанесением месторождений и рудопроявлений) рудного поля:

$N_1al$  — алмашская свита, глины, мергели;  $\lambda N_1s_1$  — нижнесарматские липариты;  $N_1lk$  — луковская свита, туфы, туффиты, глины;  $N_1dr_2$  — верхнедоробратовская подсвита (липаритовые, реже андезитовые, туфы и ксенотуфы с прослоями глин и туффитов);  $\tau N_1dr_2$  — верхнедоробратовская подсвита (ингимбриты);  $N_1dr_1$  — нижнедоробратовская подсвита (аргиллиты с прослоями песчаников и туффитов);  $\alpha N_1dr$  — андезиты доробратовской свиты;  $N_1trs$  — аргиллиты тересвинской свиты;  $N_1bs$  — верхнебасхевская свита (липаритовые туфы с прослоями туффитов). Прерывистыми линиями показаны разрывные нарушения. Месторождения и рудопроявления: 1 — колчеданно-полиметаллическое месторождение; 2 — свинцово-цинковое месторождение; 3—5 — баритовые рудопроявления; 4 — золоторудное проявление; 6 — алунитовое месторождение; 7 — колчеданно-барито-полиметаллическое рудопроявление (представлена схематическая геологическая карта с условным нанесением месторождений и рудопроявлений).



увеличение  $m$  сопровождается ростом искажающего влияния случайных (неаномальных в геохимическом смысле) помех. Другой путь — вычисление разностей  $\epsilon^{(m)} = Z^{(m)} - Z$ . Этот способ не требует высоких степеней аппроксимирующих полиномов, но возникает проблема ложных аномалий. Появление последних обусловлено опять-таки незакономерными флуктуациями переменной  $Z$ . Можно ожидать, что случайный характер этих флуктуаций найдет свое отражение в случайном же чередовании знаков отклонений  $\epsilon^{(m)}$ , вычисленных для соседствующих точек. Напротив, величины  $\epsilon^{(m)}$ , соответствующие участкам с закономерным изменением  $Z$  (т. е. геохимическим аномалиям), должны обладать единым знаком. На этой основе возможно построение процедуры отбраковки сомнительных аномалий.

Интуитивный выбор степени аппроксимирующего полинома требует проведения специальных исследований, направленных на проверку эффективности вскрытия геохимических аномалий с помощью методов тренд-анализа. Ниже излагаются результаты такой проверки, выполненные в хорошо изученном районе. В пределах последнего обнаружены гидротермальные свин-

цово-цинковые, колчеданно-полиметаллические, баритовые и золоторудные месторождения и рудопроявления (рис. 1). Рудные тела и надрудные жильные образования экранированы горизонтами осадочных пород и не прослеживаются на срезе коренных пород.

Данные, использованные при построении карт тренда, получены в результате металлотрической съемки масштаба 1 : 25 000. В пробах, отобранных из илливиального горизонта (фракция  $\leq 0,05$  мм), спектральным методом определены содержания свинца, бария, цинка и меди (количество анализов  $N=198$ ).

Наблюдаемые содержания рудных компонентов аппроксимированы экспоненциальными регрессионными поверхностями I—III порядков. Так как выделение аномальных участков предполагается производить на основе отклонений  $\varepsilon^{(m)}=Z^{(m)}-Z$ , то дальнейшее увеличение степени полинома нецелесообразно.

Необходимо отметить, что содержаниям исследуемых элементов присуща сильная изменчивость, что, вообще говоря, характерно для рудных районов, поэтому полином даже III степени учитывает лишь небольшую долю общей вариации концентраций: для свинца эта доля составляет 20,1; бария — 19,8; цинка — 16,8%. Для меди наблюдается несколько иная картина: поверхностью III порядка охватывается почти половина общей изменчивости наблюдаемых концентраций (43,8%). Это обстоятельство связано, очевидно, как с весьма высокой подвижностью Си в гипергенных условиях, так и с отсутствием в данном районе собственно медных месторождений и рудопроявлений.

Рассматривая карты тренда (рис. 2), нетрудно заметить определенное сходство конфигураций линий равных содержаний свинца и бария, что свидетельствует о близости геохимической истории этих элементов в период формирования опробованных рыхлых отложений. Напротив, результаты тренд-анализа, выполненного для логарифмов содержаний цинка (и особенно меди) указывают на своеобразие их геохимического поведения при образовании вторичных ореолов. Этот тезис подтверждается также данными корреляционного анализа (см. таблицу). Наиболее тесная положительная связь характерна для логарифмов содержаний пары свинец — барий; оценка коэффициента корреляции составляет 0,628, что превышает критическое значение  $r_{0,01; 196}=0,182$ , найденное по известной методике [5]. При исследовании структуры матрицы оценок связи методом корреляционных профилей [5] удалось выявить, что комплекс рудных элементов распадается на три ассоциации: 1) свинец+барий; 2) цинк; 3) медь. Различие геохимической истории элементов этих трех групп обусловлено, очевидно, их дифференциацией в гипергенных процессах (образование малоподвижных соединений свинца и бария и легкорастворимых сульфатов меди и цинка).

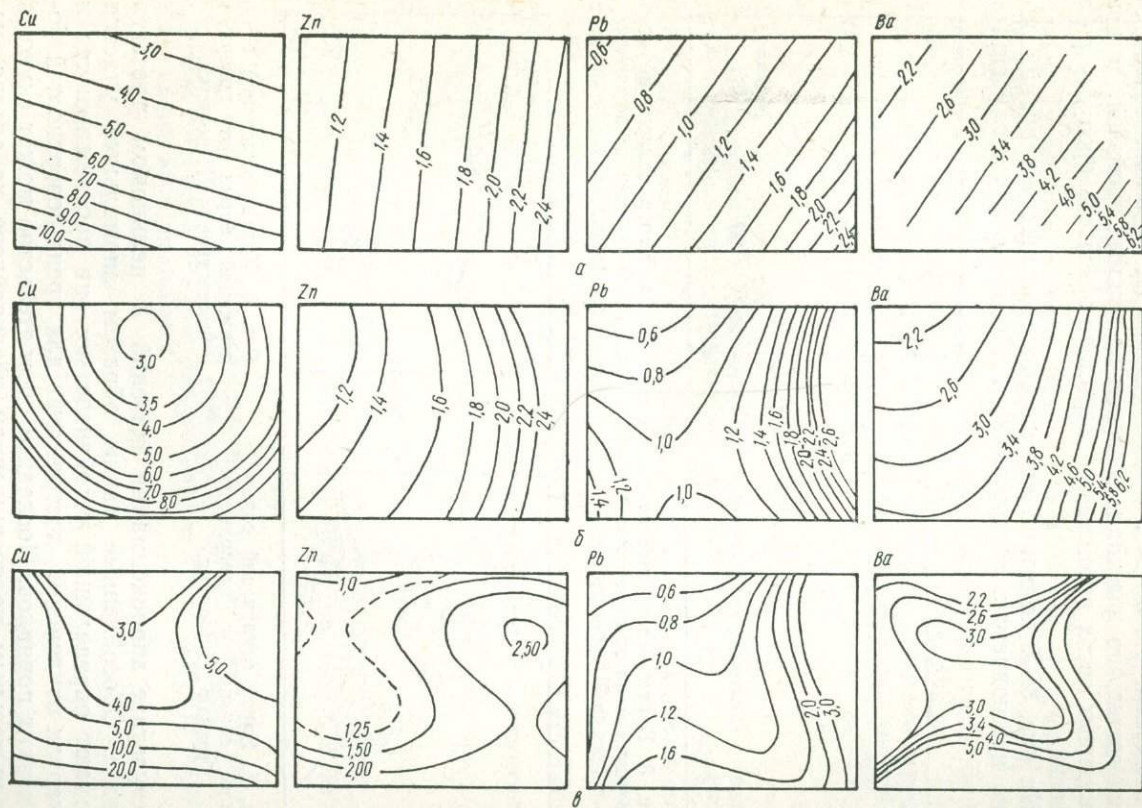


Рис. 2. Тренд-поверхности I(a), II(б) и III(в) порядков (содержания элементов указаны для меди, цинка, свинца и бария в условных единицах для примера).

Выделение геохимических аномалий выполнено вычислением отклонений  $\varepsilon_{ij}^{(m)} = Z_{ij}^{(m)} - Z_{ij}$ . Оконтурирование аномальных участков осуществляли по группам рядом расположенных точек, обладающих тем свойством, что  $\varepsilon^m > 0$ . Ориентирование на ансамбли точек является достаточно надежным заслоном от ложных аномалий, а при разреженных сетях опробования возрастает опасность пропуска ряда аномалий.

На рис. 3—6 показаны зоны положительных отклонений реально наблюдаемых содержаний от теоретических, полученных

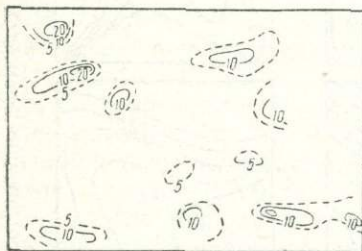


Рис. 3. Карта отклонений содержания меди от поверхности тренда III порядка.

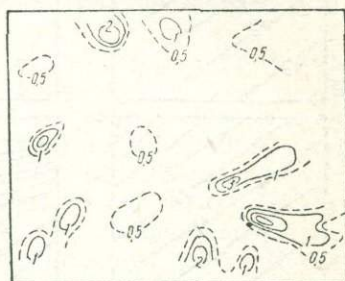


Рис. 4. Карта отклонений содержания цинка от поверхности тренда III порядка.

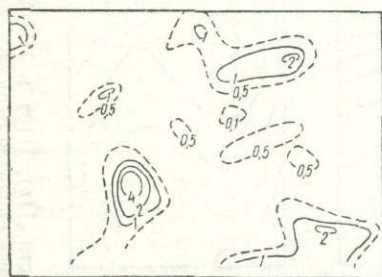


Рис. 5. Карта отклонений содержания свинца от поверхности тренда III порядка.



Рис. 6. Карта отклонений содержания бария от поверхности тренда III порядка.

в результате аппроксимации значений  $Z$  полиномом третьего порядка. Обособленные таким образом аномальные участки обладают определенной устойчивостью: они прослеживаются и на картах отклонений, построенных для тренд-поверхностей более низких порядков. Последнее обстоятельство может служить дополнительным подтверждением неслучайного характера выявленных аномалий. Необходимо отметить совмещение (в плане) аномалий свинца и бария, что хорошо согласуется с результатами корреляционного анализа (см. таблицу).

Анализ карт отклонений свидетельствует о вполне удовлетворительной пространственной сопряженности аномалий, вскрытых с помощью тренд-анализа, полиметаллических месторождений и рудопроявлений, известных в этом районе (рис. 1). Показанная таким образом эффективность тренд-анализа позволяет рекомендовать этот метод для геохимических поисков полиметаллического оруденения в Закарпатье. Попутно укажем также на желательность проверки горными работами аномального участка, расположенного в северо-восточной части исследуемого рудного поля.

Оценки парных коэффициентов корреляции логарифмов содержаний рудных элементов

Элементы	Cu	Zn	Pb
Zn	0,264	—	—
Pb	0,254	0,415	—
Ba	0,247	0,363	0,628

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боровко Н. Н. Статистический анализ пространственных геологических закономерностей. Л., «Недра», 1971.
2. Вистелиус А. Б., Яновская Т. Б. Программирование задач геологии и геохимии при использовании универсальных электронных вычислительных машин.— «Геология рудных месторождений», 1963, № 3.
3. Дубов Р. И. Построение геохимических карт и разрезов с помощью электронно-вычислительных машин.— В сб.: Математические методы в геологии и геологическая информация. М., «Наука», 1972.
4. Крамбейн У., Грейбилл Ф. Статистические модели в геологии. М., «Мир», 1969.
5. Миллер Р., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965.
6. Худсон Д. Статистика для физиков. М., «Мир», 1967.

*B. I. Smirnov, I. M. Tserman*

### ABOUT OPPORTUNITY THE DISCOVERY OF GEOCHEMICAL ANOMALIES BY MEANS OF THE SMALL DEGREES' TREND-SURFACES

#### Summary

This article is devoted to the application of the trend-analysis in geochemical prospect. Geochemical data are approximated by the polynomial surfaces for degrees 1 through 3. The anomalies are found by the divergence of the observed data and the approximated ones.

М. И. ТОЛСТОЙ, проф.  
Л. Я. ТАБАЧНЫЙ, ст. инж.  
Киевский университет

### СПЕКТРАЛЬНЫЕ СТАНДАРТЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД УССР

Высокая эффективность методов прикладной геохимии при поисках полезных ископаемых и решении геологических задач способствует повсеместному их внедрению в практику геологоразведочных работ. Особенно бурно в настоящее время развиваются геохимические методы поисков рудных полезных ископаемых, а также работы по геохимическому картированию различных территорий. Основой этих исследований является систематическое опробование различных горных пород и последующее определение в пробах довольно большого набора химических элементов.

Ведущим методом анализа геохимических проб в Советском Союзе и в ряде других стран является эмиссионный спектральный анализ. Поскольку одним из главных требований к анализу является высокая экспрессность определения и получения максимально обширной информации о распределении химических элементов в анализируемых пробах, наиболее распространенными методами спектрального анализа в геологии следует считать приближенно-количественный и полуколичественный. Объективность результатов этих методов полностью зависит от используемых эталонов и стандартов, поскольку в их основе лежит относительный способ оценки результатов измерений. Использование эталонов и стандартов, существенно отличающихся по своей химической и минеральной основе от исследуемых проб, является источником существенных ошибок, имеющих объективную природу [7]. Отсутствие единых эталонов и стандартов в различных лабораториях зачастую практически исключает возможность проведения обоснованного сопоставления геохимических данных. Это приводит к значительным экономическим потерям и невозможности решения региональных геохимических задач — геохимического картирования, оценки геохимической специализации и поискового геохимического прогноза территорий, сопоставления и корреляции геологических объектов по геохимическим данным и др. В связи с этим уже достаточно давно внимание различных геологических организаций было привлечено к созданию региональных и национальных аналитических стандартов, охватывающих широкий класс горных пород. Инициативу в создании национальных стандартов ряда горных пород проявила в 50-х годах нашего столетия геологическая служба США [19—21].

В СССР подобные работы были начаты ИГЕМ АН СССР в 1965 г. по инициативе В. Г. Хитрова [17]. К работе были при-

влечены десятки учреждений страны, и в результате появились первые советские стандарты: гранодиорит «Рыжик», миаскит — МИВ-1, диабаз — ДИМ-1, перидотит — ПИМ-1. Работа по созданию общесоюзных стандартов продолжается. Наряду с этим в различных организациях страны приступили также к созданию «региональных» стандартов, существенно дополняющих имеющиеся всесоюзные стандарты и способствующих повышению точности оценки содержания химических элементов в геохимических пробах различных горных пород соответствующих регионов. Создаваемые «региональные» стандарты, представляя характерные петротипы пород конкретных регионов и отражая их петро-геохимическую специализацию, способствуют снижению не только объективных межлабораторных, но и внутрिलाбораторных ошибок.

Подобные стандарты, например, были созданы сибирскими геологами (Институт геохимии СО АН СССР совместно с ВНИИФТРИ).

Вопрос о создании региональных аналитических стандартов горных пород УССР был поднят Украинской секцией Межведомственного совета по проблеме «Научные основы геохимических поисков месторождений полезных ископаемых» и обсуждался на республиканском совещании по вопросу «Состояние и перспективы развития лабораторной базы геохимических исследований» в апреле 1973 г. Было принято решение, во-первых, сосредоточить массовые аналитические работы, основанные на относительном методе анализа (спектральный и др.) в базовых лабораториях, оснащенных однотипным оборудованием (спектрограф СТЭ-1) и работающих по единой методике попеременного фотографирования спектров пробы сравнения и исследуемой пробы (лаборатории треста «Киевгеология», проблемная лаборатория физико-химических исследований горных пород Киевского университета, Института минеральных ресурсов, ИГФМ АН УССР, Артемовской геофизической экспедиции), во-вторых, создать серию стандартов горных пород Украины. Ответственными организациями по созданию украинских региональных стандартов были рекомендованы трест «Киевгеология», проблемная лаборатория физико-химических исследований горных пород Киевского университета, Институт геохимии и физики минералов АН УССР.

Проблемная лаборатория физико-химических исследований горных пород приступила к созданию стандартов магматических пород с 1972 г., основываясь на проводимых ею многолетних исследованиях состава и физических свойств магматических пород УКЩ, Крыма и Карпат. Были рассмотрены результаты комплексных минералого-петрографических, петрохимических, спектрометрических, пламенно-фотометрических и иных определений химических элементов в пробах, отобранных в результате литогеохимического опробования представительными статисти-

Таблица 1. Химический состав

Название стандартов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
<i>Стандарты СССР</i>							
СГ-1 (гранит)	73,36	0,072	13,84	0,685	1,41	0,195	0,054
«Рыжик» (гранодиорит)	64,07	0,528	15,39	2,07	2,86	0,16	1,92
ДИМ-1 (диабаз)	57,97	1,23	13,99	2,12	8,56	0,14	3,19
СТ-1 (трапп)	49,12	1,82	14,23	3,92	10,26	0,214	5,74
<i>Стандарты УССР</i>							
ГК-1 (гранит)	72,50	0,35	12,81	1,24	2,10	0,06	0,64
ГЧБ-2 (плаггиогранит)	65,34	0,62	15,85	0,77	4,66	0,04	2,45
АБЗ-1 (андезито-базальт)	55,52	1,12	19,40	1,87	4,25	0,10	2,88
<i>Стандарты США</i>							
G-2 (гранит)	69,19 <sub>2</sub>	0,53 <sub>1</sub>	15,34 <sub>5</sub>	1,08 <sub>4</sub>	1,44 <sub>6</sub>	0,03 <sub>7</sub>	0,78 <sub>2</sub>
GSP-1 (гранодиорит)	67,27 <sub>8</sub>	0,69 <sub>9</sub>	15,11 <sub>5</sub>	1,77 <sub>6</sub>	2,30 <sub>9</sub>	0,04 <sub>4</sub>	0,95 <sub>7</sub>
AGV-1 (андезит)	58,99 <sub>1</sub>	1,08 <sub>2</sub>	17,01 <sub>4</sub>	4,51 <sub>6</sub>	2,04 <sub>9</sub>	0,09 <sub>8</sub>	1,49 <sub>2</sub>
BCR-1 (базальт)	54,48 <sub>5</sub>	2,23 <sub>4</sub>	13,65 <sub>7</sub>	3,68 <sub>1</sub>	8,91 <sub>2</sub>	0,17 <sub>6</sub>	3,28 <sub>1</sub>
W-1 (диабаз)	52,64	1,07	14,85	1,40	8,72	0,17	6,62

чески обеспеченными выборками [12, 13] неизменных пород, представляющих собой характерные петротипы гранитоидных и габброидных образований УКЩ и эффузивных пород, главным образом, липаритов, дацитов, андезитов и базальтов Крыма и Карпат.

При выборе стандарта во внимание принимали в порядке важности: петрохимические, геохимические особенности, степень и характер изменений пород, их геологическая представительность, минералого-петрографический состав, возможности массового отбора каменного материала в течение длительного времени, доступность опробования карьера, однородность геологических тел. На этом основании был выделен ряд стандартов, каждый из которых может быть использован при анализе достаточно широкой группы близких по петрохимическим особенностям пород. Они были проанализированы в ряде известных лабораторий СССР рентгеноспектральным (КазИМС, Алма-Ата: ВИРГ, Ленинград), атомно-адсорбционным (КазИМС, Алма-Ата), химическим (Киевский университет), эмиссионно-спектральным (ИГЕМ АН СССР, ИГН АН АрмССР, Киевский университет) методами, а также увязаны по спектрометрическим данным со стандартами СССР и США\*.

\* Приведенные ниже стандарты СССР были получены из ИГЕМ АН СССР и ВНИИФТРИ, а стандарты США любезно предоставлены проф. М. Флейшером (Геологическая служба США).

## (вес. %) стандартов горных пород

CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	CO <sub>2</sub>	п.п.п.	Другие	Σ
<i>Стандарты СССР</i>									
0,141	5,46	4,14	0,013	—	0,21	0,12	—	0,50	100,20
4,01	3,25	3,94	0,234	0,15	1,11	0,16	—	0,09	99,94
6,44	3,00	2,04	0,214	0,108	0,61	0,24	—	0,14	100,00
10,20	2,49	0,695	0,207	—	0,97	0,17	—	0,20	100,23
<i>Стандарты УССР</i>									
1,06	2,93	5,65	0,05	0,09	—	—	0,67	—	100,15
2,17	3,19	3,14	0,12	0,20	—	—	1,30	—	99,81
8,55	2,32	2,00	0,21	0,19	—	—	1,94	—	100,35
<i>Стандарты США</i>									
1,90 <sub>8</sub>	4,15 <sub>6</sub>	0,14 <sub>1</sub>	0,11 <sub>3</sub>	0,55 <sub>0</sub>	0,08 <sub>4</sub>	0,08 <sub>4</sub>	—	0,43	100,39
2,03 <sub>1</sub>	2,88	5,48 <sub>8</sub>	0,28 <sub>5</sub>	0,12 <sub>9</sub>	0,57 <sub>3</sub>	0,14 <sub>9</sub>	—	0,67	100,38
4,98 <sub>2</sub>	4,33 <sub>4</sub>	2,89 <sub>8</sub>	0,48 <sub>7</sub>	1,03 <sub>0</sub>	0,81 <sub>3</sub>	0,05 <sub>2</sub>	—	0,28	100,12
6,95 <sub>2</sub>	3,31 <sub>3</sub>	1,68 <sub>4</sub>	0,36 <sub>3</sub>	0,82 <sub>5</sub>	0,77 <sub>0</sub>	0,03 <sub>1</sub>	—	0,16	100,54
10,96	2,15	0,64	0,14	0,16	0,53	0,06	—	—	100,11

В этой статье приводится характеристика и описание первых трех из серии изготавливаемых в проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород Киевского университета стандартных проб магматических пород Украины: гранита — ГК-1, плагиогранита — ГЧБ-2 и андезито-базальта — АБЗ-1. Их химический анализ в сравнении со стандартами СССР и США приведен в табл. 1, а содержания химических элементов — в табл. 2. Сравнение последних с оценками концентраций химических элементов в петрохимически однотипных стандартах СССР и США приведено в табл. 3. Здесь же указаны значения смещений (в %) оценок концентраций химических элементов в стандартах УССР, определенных в проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород Киевского университета относительно соответствующих значений в близких по петрохимическому составу стандартных магматических пород СССР и США.

**Стандарт гранита ГК-1** Стандарт представлен одной из разновидностей коростенского интрузивного комплекса. Породы этого комплекса являются характерным представителем этапа стабилизации древних платформ и относятся к посторогенному этапу развития верхнепротерозойской земной коры [16]. Их возраст, по данным треста «Киевгеология» (Н. К. Коваленко и др.) и Э. К. Герлинга [1], лежит в пределах 1700—1800 млн. лет. В УКЩ этот тип гранита слагает Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны, а также ряд более мелких массивов [14].

Таблица 2. Содержание химических элементов по стандартам УССР, г/т

Стандарты	Ag	B	Ba	Be	Bi	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Ga
ГК-1	(0,09)	(10)	700	4,5	(0,6)	200	7,0	22	(3)	31	22,6
ГЧБ-2	(0,085)	(*)	760	8,2	(<0,5)	150	18,6	133	(2)	62	21,5
АБЗ-1	(0,055)	(61)	560	1,8	(<0,5)	(<100)	14,0	27	(5)	58	14,8
Стандарты	Ge	La	Li	Mn	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	Sc	Sn
ГК-1	(1,4)	98	46	400	4,90	20,5	7,7	124	280	12,5	5,2
ГЧБ-2	(1,3)	67	34	260	2,15	12,6	63	14,5	131	12,0	3,1
АБЗ-1	(1,5)	35	12	800	2,60	(<10)	9,5	17	81	19,0	3,1
Стандарты	Sr	Th	Ti	Tl	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr
ГК-1	(57)	16	2240	(4)	(7)	14	(1,6)	42,5	(3)	95	480
ГЧБ-2	(510)	*	3750	(<4)	*	140	*	22,4	(<3)	92	178
АБЗ-1	(300)	(7)	6850	(<4)	(7)	199	(1,8)	22	(<3)	79	175

Примечание. \* — отсутствуют данные; в скобках приведены предварительные результаты.

Стандартную пробу отбирали из гранитов Коростенского плутона. По данным В. С. Соболева [10], А. А. Полканова [9], В. Б. Соллогуба, А. В. Чекунова и др. [11], плутон представляет собой пластообразное тело мощностью в несколько километров резко дискордантной субширотной волинской складчатости. Нижние этажи этого тела образованы основными породами, а верхние — заняты трещинным гранитным плутоном отслаивания. В качестве стандарта был выбран гранит из Могильнянского карьера на южной окраине г. Коростеня. Это красновато-серовато-розовый крупнозернистый биотитовый гранит, неоднородный по строению и структурно-текстурным характеристикам. Структура пород порфировая за счет выделений микроклина, а основной массы — гранитная. От типичных рапакиви их отличает отсутствие олигоклазовой каймы вокруг вкрапленников микроклина и разнообразие очертаний его кристаллов. Наряду с этим выделения микроклина повсеместно окружены мощными гранофировыми и микропегматитовыми оторочками. Характерен ксеноморфоз фемических минералов.

Минералогический состав пород следующий (средние данные, об. %): кварц — 34,8; микроклин — 51,5; плагиоклаз — 9,1; биотит — 1,9; роговая обманка — 1,4; аксессуарные минералы — 1,3. В составе последних присутствуют флюорит, циркон, апатит, ортит, титаномагнетит, реже — касситерит, турмалин.

Граниты отвечают нормальному химическому составу или пересыщены глиноземом. По классификации А. Н. Заварицкого они относятся к классу 2 (пересыщенных  $\text{SiO}_2$ ), группе 3 богатых щелочами ( $a/c \gg 8$ ) пород. Среди меланократовой составляющей пород преобладают магнезиально-железистые компоненты.

Характерными минералого-петрографическими и петрохимическими особенностями пород являются следующие [14]: преобладание микроклина над плагиоклазом, наличие черного кварца и оливина, высокая железистость и щелочность. По данным В. С. Коптев-Дворникова и Л. В. Таусона, эти особенности являются характерными для гранитных интрузий субплатформенного типа. Отличаясь повышенным, по сравнению с кларком для гранитов (по А. Н. Виноградову), содержанием редких элементов и пониженным — элементов группы железа, эти породы и представляющий их стандарт может характеризовать не только гранитоиды этапа стабилизации древних платформ, но и другие, лейкократовые преимущественно перемещенные гранитоиды малых и средних глубин формирования и относимых к поздней и среднеорогенным этапам развития древних геосинклиналей и, особенно, областей активизации платформ.

**Стандарт плагиогранита ГЧБ-2.** Стандарт представлен гранитоидами Чудново-Бердичевского комплекса, выделенного С. В. Бельским, Н. Н. Безбородько и В. Н. Лучицким [3], и относящегося, согласно классификации Э. Б. Наливкиной [8], к формации кордиерит-гранатовых мигматит-гранитов. Гранитоиды комплекса занимают обширные пространства в западной части УҚШ, преимущественно в междуречья Тетерев — Южный Буг, где ими сложены ядерные части антиклинальных структур. Возраст их оценивается в 2100—2300 млн. лет [18], что позволяет относить их к нижнему протерозою.

В качестве стандарта были выбраны бердичевские гранитоиды, отобранные в Жежелевском карьере, у с. Жежелев Винницкой области. По внешнему виду — это темно-серые, средне-, до крупнозернистых, породы, с однородной, часто порфирированной структурой. Характерная особенность пород — широкая изменчивость слагающих их минералов, усиливающаяся при приближении к границам плутонов и переходе их в мигматиты [15, 18]. Средний минеральный состав исследуемого петротипа следующий (об. %): кварц — 30,8; плагиоклаз №№ 22—27 — 29,1; микроклин — 17,8; биотит — 16,0; аксессуарные минералы — 6,3. Повсеместно наблюдается преобладание плагиоклазов (олигоклаз, реже — кислый андезин) над калишпатами.

Среди калишпатов часто присутствует ортоклаз и микроклин, перлит (последний преобладает). Можно отметить образование ортоклаза в результате преобразования плагиоклаза, а также тесную ассоциацию кордиерита и силлиманита с биотитом. Указанные минералы совместно с графитом и гранатом — характерные породообразующие минералы пород. Среди аксессуарных мине-

Таблица 3. Сопоставление содержаний химических элементов в

Элементы	ГК-1								ГЧБ-2		
	G-2		GSP-1		СГ-1		«Р»		G-2	GSP-1	СГ-1
	ε	C <sub>0</sub>	ε	C <sub>0</sub>	ε	C <sub>0</sub>	ε	C <sub>0</sub>	ε	ε	ε
Ag	+15	0,048	+10	0,07	-10	0,1	-60	0,5	+20	+15	-5
B	*	2,0	*	<0,7	*	10	*	27	*	*	*
Ba	0	1950	0	1360	*	19	-35	130	0	0	*
Be	+15	2,4	*	0,8	+35	11	-50	4,5	0	*	+30
Bi	*	(<0,5)	*	(<0,5)	(0)	2	*	(0,25)	*	*	*
Ce	0	166	-5	555	+135	67	+70	83	0	-5	+135
Co	*	4,9	0	7,5	*	1,4	+5	13	*	0	*
Cr	+10	9,0	+5	13,2	-20	12	-15	39	+15	+10	0
Cs	*	1,5	*	1,7	*	12	*	(7)	*	*	*
Cu	(0)	10,7	0	35,2	+30	31	-20	57	(+15)	+15	+50
Ga	0	20,2	+10	18,8	-5	40	0	21	0	+10	-5
Ge	*	0,71	*	0,71	-35	3,3	0	1,8	*	*	-35
La	-30	112	+10	280	+100	41	+10	44	-30	+10	+100
Li	*	42,7	*	36,2	*	390	*	26	*	*	*
Mn	-10	265	0	326	0	1510	0	1239	-5	0	0
Mo	+5	1,2	-5	1,6	0	1,3	0	3,6	+5	-5	0
Nb	0	16,1	-20	28,3	+10	380	+10	13	0	-20	+10
Ni	0	6,4	0	10,7	-20	11	+20	14	0	0	-20
Pb	0	28,7	+25	52,4	-5	230	0	150	+5	+30	0
Rb	*	234	*	343	*	1100	*	140	*	*	*
Sc	*	3,9	+15	9,2	*	5	-15	15	*	+15	*
Sn	+20	1,0	0	6,5	0	11	-10	7,6	+20	0	+5
Sr	*	463	*	247	*	20	*	460	*	*	*
Th	*	25,2	*	110,6	*	120	*	(20)	*	*	*
Ti	-5	3170	0	4200	+5	430	-5	3165	0	-5	+10
Tl	*	1,2	*	1,3	(0)	7	*	1,0	*	*	*
U	*	1,99	*	1,98	*	63	*	(7)	*	*	*
V	-5	37	-5	52	0	5	-5	96	0	0	+5
W	*	0,4	*	0,5	*	2,3	*	1,3	*	*	*
Y	-5	12,2	0	36,6	+90	69	-10	(19)	0	0	+80
Yb	*	1,0	*	2,2	*	6	*	(0,52)	*	*	*
Zn	0	74,9	-20	143	-5	270	0	128	+5	-10	0
Zr	0	316	-10	544	+40	720	+60	157	-5	-15	+20

Примечание. ε — относительное смещение  $[(C_{л}-C_0)/C_0] \times 100\%$  оценочная концентрация (литературные данные), г/т; C<sub>л</sub> — значение концентрации отсутствие данных; в скобках указаны предварительные данные.

ралов присутствуют: циркон, пирротин, топаз, турмалин, монацит, ксенотим, апатит, андалузит, дистен, лейкоксен, сфен, анатаз, ильменит, гематит, магнетит, пирит [2, 4]. Характерными аксессуарными минералами считаются пирротин и монацит (чаще всего в сочетании с калишпатом и биотитом).

Структура пород близка к гранитовой с постоянным участием градо- и лепидогранобластов. Характерной является также и изменчивость текстур, варьирующих от массивной до четко директивных, полосчатых и шлировых. По соотношению алюминия, кальция и щелочных металлов рассматриваемые породы отно-

			АБЗ-1										
«Р»		AGV-1		AGV-1		BCR-1		W-1		СТ-1		ДИМ-1	
ε	ε	C <sub>0</sub>	ε	ε	C <sub>0</sub>	ε	C <sub>0</sub>	ε	C <sub>0</sub>	ε	C <sub>0</sub>	ε	C <sub>0</sub>
-55	-5	0,097	0	0	0,044	+20	0,05	?	(0,5)	0	0,06		
*	*	(3,8)	*	*	(2,3)	*	15	*	15	*	8		
-35	0	1410	-40	0	790	*	180	*	290	+10	620		
-45	-15	1,8	0	*	2,6	*	0,8	*	1,0	+15	1,2		
*	*	(<0,5)	*	*	(<0,5)	*	*	*	*	*	*		
+70	*	76	*	*	49	*	23	*	22	*	40		
0	-10	15,5	0	0	35,5	0	50	+5	46	0	35		
+5	+10	12,9	0	+30	16,3	0	120	-5	140	+15	21		
*	*	1,2	*	*	1,2	*	1,0	*	0,9	*	(1,5)		
+10	-5	63,7	-10	(0)	22,4	0	110	-5	220	+10	5,8		
0	+20	18,4	-10	-5	21,6	+10	16	+25	16	-10	27		
0	(0)	1,0	(0)	(0)	1,2	(0)	1,7	+20	1,6	+10	1,7		
+10	(0)	42,6	(0)	(0)	28,8	*	12	*	14	*	15		
*	*	12,1	*	*	16,9	*	12	*	14	*	7,5		
0	+5	728	0	0	1350	+5	1320	0	1660	-5	1084		
+5	+5	3,7	0	0	3,9	*	0,5	?	1,8	0	3,3		
+10	0	21,7	-50	-60	34,1	+10	10	+30	8	+25	9		
+20	+15	17,8	0	+10	15	0	78	-15	90	0	21		
0	+10	35,4	0	-20	18	0	8	+15	6	-20	22		
*	*	89,4	*	*	72,8	*	22	*	16	*	68		
-15	0	13,3	0	-25	36,5	-20	34	-20	43	-10	32		
-5	-10	3,2	0	+30	1,4	+10	3	-5	3,5	-15	5,8		
*	*	657	*	*	345	*	180	*	270	*	360		
*	*	6,96	*	*	6,81	*	2,4	*	(3)	*	(5,5)		
0	+5	6500	0	0	13400	0	6400	0	10900	0	7374		
*	*	1,4	*	*	0,36	*	0,13	*	2	*	0,4		
*	*	1,94	*	*	1,73	*	0,5	*	1,0	*	*		
0	-5	121	0	-5	384	0	240	-5	320	+5	210		
*	*	1,1	*	*	0,7	*	0,45	*	(2)	*	*		
0	+20	25,3	0	-20	46,2	0	25	0	(30)	+20	(13)		
*	*	2,1	*	*	4,4	*	2,2	*	4	*	(0,7)		
+5	0	112	0	-5	132	+10	82	-10	150	+15	104		
+40	0	227	-15	+15	185	+200	100	+200	130	+200	150		

нок содержания химических элементов в сравниваемых стандартах; C<sub>0</sub>— аттестации, определенное в проблемной лаборатории Киевского университета; \*—

сятся к нормальному и пересыщенному алюминием ряду. По величине Q они, согласно А. Н. Заварицкому, относятся к классу 3 (слабо пересыщенных кремнекислотой); группе 4 (умеренно богатых щелочами пород). В составе цветной части породы господствуют магнезиально-железистые компоненты, причем железо преобладает над магнием.

В общем рассматриваемые породы, представляющие абиссальный тип докембрийских гранитоидов, имеют ряд характерных черт, имеющих отношение к их генезису. К ним относятся тесная связь со вмещающими породами, относительно высокая

✓ меланократовость, некоторое перенасыщение кремнекислотой и алюминием (по сравнению со «средним» гранитом, по Р. Дэли), пониженная железистость темноцветных минералов, относительно высокое содержание последних, преобладание плагиоклазов над микроклином. Характерно также повышение содержания элементов «не гранитных» магм — ванадия, меди, кобальта, скандия, бария, а также элементов группы железа, цинка и пониженное содержание редких элементов, лития, фтора, урана. В то же время в породах отсутствуют характерные минеральные признаки процессов контаминации. Практически отсутствуют и обычные для гранитоидов гибридно-контаминационного генезиса ассоциации аксессуарных минералов. Эти данные указывают на то, что основная роль в образовании чудново-бердичевских гранитов принадлежала скорее всего процессам ультраметаморфического переплавления вмещающих пород.

1 Рассматриваемые породы и представляющий их стандарт могут характеризовать гранитоиды корневых и абиссальных фаций, мигматиты и плагиограниты, ультраметаморфогенного и палингено-анатектического генезиса УКЩ и других древних структур земной коры.

**Стандарт андезито-базальта АБЗ-1.** Представляет собой характерную фаціальную разновидность новейших вулканогенных образований Закарпатья, в частности, Выгорлат-Гутинской гряды и цепи погребенных вулканов Чоп-Мукачевской впадины [6] и входящей в состав посторогенной андезит-базальтовой формации Внутренних Карпат. Отражая в известной степени состав родоначальной магмы, породы формации, в частности, андезито-базальты Выгорлат-Гутинской гряды, претерпели определенную глубинную дифференциацию и (в меньшей степени) гибридность, поскольку сохраняют в значительной степени постоянство состава в пределах всей гряды.

1 Стандартную пробу отбирали в карьере у с. Радванка, вблизи г. Ужгорода [5]. Порода представляет собой достаточно хорошо раскристаллизованный, с порфировой структурой, темно-серый андезито-базальт. Вкрапленники представлены плагиоклазом (лабрадор, битовнит), ромбическим (гиперстен) и моноклинным (авгит) пироксеном при преобладании плагиоклаза. На долю основной массы приходится в среднем 62,5%, а на долю вкрапленников — 37,5% объема породы, причем 36,13% из них приходится на долю плагиоклаза, 0,49% — на долю гиперстена, 0,88% — моноклинного проксена; 70% основной массы породы составляют микролейсты плагиоклаза (андезина), а 25—29% — микрокристаллы клинопироксена. В незначительном количестве (до 1%) содержится рудный минерал (магнетит).

Петрохимически породы стандарта относятся к известково-щелочному среднему тихоокеанскому типу.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герлинг Э. К. Аргоновый метод определения возраста и его применение для расчленения докембрийских образований Балтийского и Украинского щитов.— «Геохимия», 1956, № 5.
2. І в а н т і ш и н М. М. Акцесорні рідкісні мінерали та розсіяні елементи в гранітах і пегматитах Українського кристалічного щита. К., Вид-во АН УРСР, 1960.
3. Лучицкий В. И. Стратиграфия Украинского кристаллического массива.— У зб.: Український кристалічний масив. К., Вид-во АН УРСР, 1947.
4. Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах СССР. М., «Наука», 1967.
5. Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., «Наука», 1964.
6. Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпатья. Изд-во Львов. ун-та, 1974.
7. Мищенко В. С. К распределению ошибок приближенных методов спектрального анализа.— «Заводская лаборатория», 1965, № 3.
8. Наливкина Э. Б. Классификация магматических формаций древних подвижных областей и платформ.— «Советская геология», 1968, № 5.
9. Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Волини УССР. Изд-во Ленингр. ун-та, 1947.
10. Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. Изд-во Львов. ун-та, 1947.
11. Соллогуб В. Б. и др. Внутреннее строение кристаллического фундамента в юго-западной части Коростенского плутона.— «Геофизический сборник», 1963, вып. 5 (7).
12. Толстой М. И. О выборе количества проб при геохимической и петрофизической характеристике изверженных образований.— «Материалы по геологии, геофизике, геохимии», 1969, № 5.
13. Толстой М. И. О выборе оптимального веса литогеохимических проб.— «Известия вузов. Геология и разведка», 1970, № 9.
14. Толстой М. И., Остафийчук И. М., Молявко В. Г. Геохимические особенности гранитоидов Коростенского интрузивного комплекса Украинского щита.— «Геохимия», 1973, № 11.
15. Толстой М. И., Остафийчук И. М., Степченко С. Б. Петрогеохимические особенности гранитоидов Чудново-Бердичевского комплекса Украинского щита.— «Известия АН СССР, сер. геолог.», 1974, № 1.
16. Тугаринов А. Н., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1966.
17. Хитров В. Г., Кортман Р. В. Рекомендуемые содержания породобразующих и малых элементов в стандартных породах ИГЕМ по данным межлабораторного анализа. М., ИГЕМ АН СССР, 1969.
18. Щербак Н. П. Гнейсо-мигматитовые формации и граниты между речья Тетерев — Южный Буг.— В сб.: Геохронология докембрия Украины. К., «Наукова думка», 1965.
19. Fairbairn H. W.— «U. S. Geol. Surv. Bull.», 1951, 980.
20. Fairbairn H. W.— «Geoch. et Cosmoch. Acta», 1953, 4, p. 143.
21. Fleisher M., Stevens R. E.— «Geoch. et Cosmoch. Acta», 1962, 26, p. 525.
22. Fleisher M.— «Geoch. et Cosmoch. Acta», 1969, 33, p. 65.
23. Flanagan F. J.— «Geoch. et Cosmoch. Acta», 1969, 33, p. 81.

THE SPECTRAL STANDARDS OF MAGMATIC ROCKS  
OF THE UKRAINE

Summary

The article deals with the description of the Ukrainian magmatic rock standards, which were elaborated by Kiev university laboratory. These standards are: granite (GK-1), plagiogranite (GCB-2), andesite-basalt (ABZ-1).

The comparison with the USSR and the USA standards are given.

Г. Т. ПРОДАЙВОДА, ст. науч. сотр.,  
В. П. КОБОЛЕВ, асп.  
Киевский университет

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ  
МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД  
МЕТОДОМ ЦИЛИНДРИЧЕСКОГО ЗОНДА**

В последние годы значительно возрос интерес к теплофизическим параметрам минералов и горных пород как со стороны исследователей в области термики Земли, так и в сопредельных геологических дисциплинах (петрология, металлогения и др.). Это объясняется тем, что явления теплопереноса в породах оказывают существенное влияние на ход физико-химических процессов в недрах Земли. Кроме того, величина теплопроводности является одной из самых чувствительных характеристик к всякого рода отклонениям в кристаллах от их идеальной конституции. Так как распределение катионов по неэквивалентным структурным позициям зависит от термодинамических условий формирования, то величину теплопроводности можно использовать в качестве индикатора кинетики геологических процессов.

В настоящее время существует достаточно много методов определения теплофизических свойств материалов [2], многие из которых применяются при определении теплофизических свойств минералов и горных пород. Метод игольного зондирования, или метод цилиндрического зонда получил широкое распространение при определении теплофизических параметров жидкостей, солей [2, 3], а в последние годы с успехом был применен для определения теплопроводности донных отложений [1, 6]. К минералам и горным породам настоящий метод был впервые использован в семидесятых годах [4, 5].

Принципиальное отличие настоящего метода состоит в том, что измерения собственно коэффициента теплопроводности производится на образце не в его естественном виде, а на порошке минерала или горной породы в смеси с жидкостью. Таким обра-

зом исключается влияние текстурных особенностей, в частности пористости, и в большей мере проявляется независимость теплопроводности от минералогического состава. Поэтому метод игольного зондирования представляет несомненный интерес для специалистов, работающих в области петрофизики, петрологии и петроминералогии.

Определение коэффициента теплопроводности методом цилиндрического зонда основано на решении уравнения теплопроводности, описывающего температурное поле бесконечно длинного линейного источника тепла в неограниченной среде.

В качестве источника тепла принимаются идеально проводящий цилиндр радиусом  $r_0$ . В неограниченной среде ( $r_0 < r < \infty$ ), начиная с какого-то момента времени  $\tau > 0$ , изменение температуры окружающей среды описывается уравнением

$$\frac{1}{a_2} \frac{\partial T_2}{\partial \tau} = \frac{\partial^2 T_2}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial T_2}{\partial r}. \quad (1)$$

Задавая величину теплового потока на поверхности цилиндра как функцию времени (граничное условие второго рода)

$$2\pi r_0 \left[ -\lambda_2 \frac{\partial T_2(r_0, \tau)}{\partial r} \right] = q_L m_1 c_1 \frac{\partial T_1(\tau)}{\partial \tau} \quad (2)$$

и учитывая конвективный теплообмен цилиндра с окружающей средой, граничное условие третьего рода записываем в виде

$$-\lambda_2 \frac{\partial T_2(r_0, \tau)}{\partial r} = \alpha [T_1(\tau) - T_2(r_0, \tau)]. \quad (3)$$

Принимая начальную температуру всей системы одинаковой и равной нулю, а окружающую среду достаточно протяженной, получаем

$$T_1(0) = T_2(r, 0) = 0; \quad (4)$$

$$\frac{\partial T_2(\infty, \tau)}{\partial r} = 0, \quad (5)$$

где  $m_1$ ,  $c_1$ ,  $T_1$  — соответственно масса единицы длины, удельная теплоемкость и температура зонда;  $\lambda_2$ ,  $a_2$ ,  $T_2$  — соответственно тепло-, температуропроводность и температура окружающей среды;  $\alpha$  — «внешняя проводимость» зонда;  $q_L$  — тепловой поток на единицу длины.

Воспользуемся решением [2], дающим зависимость изменения температуры зонда  $T_1$  от теплофизических свойств среды, полученным операционным методом

$$T_1(\tau) \approx A \ln \tau + B + [C \ln \tau + D]/\tau, \quad (6)$$

где

$$A = q_L / (4\pi\lambda_2); \quad (7)$$

$$B = 0,25q_L\pi^{-1}\lambda_2^{-1} [\ln a_2 - 2\ln r_0 + \ln 4 - \gamma + 2\lambda_2/(\alpha r_0)] \quad (8)$$

( $\gamma = 0,5772$  — постоянная Эйлера);

$$C = q_L \cdot 0,25\pi^{-1}\lambda_2^{-1} [r_0^2/a_2 - m_1c_1\pi^{-1}\lambda_2^{-1}]; \quad (9)$$

$$D = q_L \cdot 0,25\pi^{-1}\lambda_2^{-1} [0,5(r_0^2a_2^{-1} - m_1c_1\pi^{-1}\lambda_2^{-1})(\ln a_2 - 2\ln r_0 + \ln 4 - \gamma) + r_0^2 \cdot 0,5a_2^{-1} - m_1c_1\pi^{-1}\alpha^{-1}r_0^{-1}]. \quad (10)$$

Выражение (6) можно привести к виду

$$T_1(\tau) \approx A \ln \tau + B. \quad (11)$$

либо увеличением времени опыта, так как

$$\lim_{\tau \rightarrow \infty} [\tau^{-1}(c \ln \tau + D)] = 0, \quad (12)$$

либо значительным уменьшением радиуса зонда  $r_0$  при прочих равных условиях.

Автором рассматриваемого решения [2] было показано, что максимальная погрешность ввиду влияния осевых потоков «зонда» при отношении  $0,5L/r_0$ , равном 20, 25 и 30, составит соответственно 5,3; 0,7 и 0,05%.

Из выражения (11) видно, что график зависимости избыточной температуры зонда ( $T_1$ ) от  $\ln \tau$  дает прямую линию, наклон которой, при постоянной мощности нагревателя обратно пропорционален коэффициенту теплопроводности среды. При измерении избыточных температур зонда в момент времени  $\tau_1$  и  $\tau_2$  ( $\tau_2 > \tau_1$ ), формула расчета имеет вид

$$\lambda_2 = 0,25\pi^{-1}q_L (\ln \tau_2 - \ln \tau_1) [T_1(\tau_2) - T_1(\tau_1)]^{-1} = (k/\Delta T) \ln \tau_2/\tau_1, \quad (13)$$

где  $k = 0,25q_L\pi^{-1}$  — постоянная зонда при фиксированном тепловом потоке.

Установка игольного зондирования состоит из следующих основных узлов (рис. 1): I — датчика зонда, II — электрического моста постоянного тока, III — усилителя постоянного тока, IV — регистрирующего прибора, V — стабилизатора постоянного тока.

Датчик-зонд, как линейный источник тепла, представляет собой стальную иглу 1 для подкожных инъекций, размеры которой удовлетворяют соотношению

$$0,5L/r_0 \geq 30.$$

На внешней части иглы расположен нагреватель 2 из бифилярно намотанной манганиновой проволоки ( $\varnothing 0,1$  мм). Внутри иглы помещен микротермистор (МТ-54), являющийся измерительным плечом электрического моста постоянного тока

(МО-61). Чувствительность моста в зависимости от необходимой точности и интервала измеряемых температур может изменяться в широких пределах подбором определенных сопротивлений плеч моста, а также напряжения питания. Регистрация изменения избыточной температуры осуществляется на каротажном самописце Н-360, а также визуально на фотокомпенса-

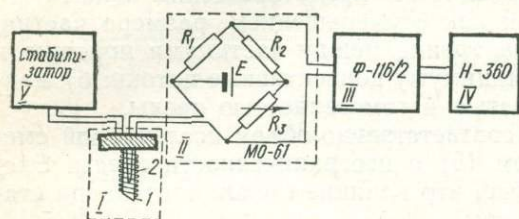


Рис. 1. Блок-схема установки игольного зондирования.

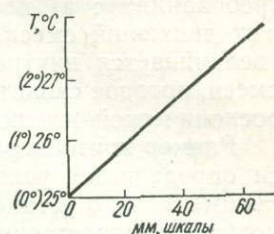


Рис. 2. График градуировки измерительной части установки.

ционном микровольтмикроампере Ф-116/2, который используется в качестве усилителя.

Градуировка измерительной части установки заключается в определении тока разбаланса моста при изменении температуры моста на  $1^{\circ}\text{C}$  и производится в ультратермостате высокой точности в интервале от 25 до  $30^{\circ}\text{C}$  (рис. 2).

Постоянная датчика зонда может быть определена двумя способами: абсолютным и относительным. В первом случае расчет производят по формуле (1)

$$k = 0,25 \cdot u^2 \cdot 0,2389 R^{-1} L^{-1}, \quad (14)$$

где  $R$  — сопротивление нагревателя датчика-зонда;  $u$  — напряжение подаваемое на нагреватель.

Относительный метод заключается в определении постоянной зонда на эталонных жидкостях (табл. 1).

Подготовка образца минерала или горной породы к исследованию заключается в следующем: образец минерала или горной

Таблица 1. Результаты определения постоянной зонда на эталонной жидкости

Эталонная жидкость	Коэффициент теплопроводности, $\lambda \times 10^{-3}$ кал/см·сек·град		Вычисленное значение постоянной датчика, $k \times 10^{-3}$ кал/см·сек
	Данные [3]	Настоящее исследование	
Глицерин	0,697	—	3,18
Вазелиновое масло	0,302	0,296	—

породы (70—80 см<sup>3</sup>) растирается в порошок, часть которого используется для определения удельного веса. Затем порошок породы смешивают с дистиллированной водой и описанным уже методом производится измерение теплопроводности смеси ( $\lambda_m$ ).

Максимальный размер частиц порошка исследуемого материала не должен превышать 0,1 мм, что обусловлено следующими требованиями: а) необходимостью предотвращения конвективных движений смеси, так как с уменьшением размера частиц, увеличивается внутреннее трение между частицами порошка в смеси, которое сводит к минимуму конвективные потоки; б) макроскопической изотропностью и гомогенностью среды.

Размер контейнера и соответственно объем исследуемой смеси определяется условием (5) о неограниченности среды. Экспериментально установлено, что влияние стенок контейнера становится несущественным при

$$R_k/r_0 \geq 25,$$

где  $R_k$  — радиус контейнера. Высота контейнера определяется длиной иглы.

Получение изотропного и гомогенного растворов, предполагает такой объем жидкой фазы, при котором не наблюдалось бы выпадение твердой фазы в осадок и появления излишков жидкости. В большинстве случаев относительный объем жидкой фазы составляет более 1/3 общего объема и определяется по формуле

$$v = P_w / (P_w + P_m (\gamma_w / \gamma_m)), \quad (15)$$

где  $P_m$ ,  $\gamma_m$ ,  $P_w$  и  $\gamma_w$  — соответственно вес и объемный вес твердой и жидкой фаз.

Значение коэффициента теплопроводности исследуемой горной породы или минерала  $\lambda_m$  вычисляют с помощью функций усреднения параметров изотропных и гомогенных многофазных смесей [7]

$$\lambda_m = 2 \sqrt{|p|} \cos [\arccos (q / (|p| \sqrt{|p|}))] / 3 - b / 3a, \quad (16)$$

где

$$p = [(3ac - b^2) / 3a^2] / 3,$$

$$q = 0,5 (2b^3 / 27a^3 - bc / 3a^2 + d/a),$$

$$a = v(1 - v),$$

$$b = \lambda_w (6 - 4v + v^2) - \lambda_m (2v + v^2),$$

$$c = \lambda_{w^2} (3 + 2v + v^2) - 2\lambda_m (3 + v - v^2),$$

$$d = \lambda_{w^2} v (1 - v) - \lambda_{w^2} \lambda_m (3 - 4v + v^2),$$

$\lambda_w$  — значение коэффициента теплопроводности дистиллированной воды.

Экспериментальная точность измерений составляет 5%. Данные определения коэффициента теплопроводности кристаллического и плавленного кварца приведены в табл. 2. Первичную обработку результатов измерений производят на ЭВМ «Проминь-М».

Таблица 2. Результаты определения коэффициента теплопроводности кварца

Кварц	Коэффициент теплопроводности, $\lambda \times 10^{-3}$ кал/см·сек·град		
	Настоящее исследование	Данные [4] (1971 г.)	Данные [4] (1969 г.)
Кристаллический	18,26	18,37	18,50
Плавленый	3,36	3,25	3,13

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ефимов А. В. Измерение донных отложений методом тонкого цилиндрического зондирования.— «Океанология», 1967, т. 7, № 5.
2. Методы определения теплопроводности и температуропроводности. Под ред. А. В. Лыкова. М., «Энергия», 1973.
3. Шашков А. Г., Санько Ю. П. Определение теплопроводности и температуропроводности жидкостей методом зонда.— «Изв. АН БССР, сер. физ. энер.», 1968, № 3.
4. Ki-iti Horai. Thermal conductivity of rock-forming minerals.— «J. Geoph. Res.», 1971, v. 76, № 5.
5. Ki-iti Horai, Scott Baldrige. Thermal conductivity of nineteen igneous rocks.— «Phys. Earth. Planet. Interiors», 1972, № 5.
6. Herzen P. Von, Maxwell A. E. The measurement of thermal conductivity of Deep-Sea Sediments by Needl-Probe Method.— «J. Geoph. Res.», 1959, v. 64, № 10.
7. Hashin Z., Shtrikman S. A variational Approach to the theory of the Effective Magnetic Permeability of Multiphase Materials.— «J. Appl. Phys.», 1962, v. 33, № 10.

G. T. Prodaivoda, V. P. Kobolev

#### THE MEASUREMENT OF THERMAL CADUCTIVITY OF MINERALS AND ROCKS BY A CYLINDER-PROBE METHOD

#### Summary

The cylinder-probe method of the measurement of thermal conductivity of minerals and rocks are described. The base of the method is a theoretical inversion of temperature field of medium by the acting of endless cylindrical source of heat.

## РЕФЕРАТЫ

УДК 550.422

**Геохимические барьеры и геохимические аномалии.** Перельман А. И. — Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. 1976, 3—13.

В статье рассмотрены аномалии, образующиеся на физико-химических барьерах. Такие аномалии образуются в результате концентрации химических элементов из природных вод. Поэтому важное значение приобретают физико-химические параметры вод, определяющие условия миграции. Каждая природная вода характеризуется определенным сочетанием окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий, всего на этой основе выделяется 12 основных типов геохимических обстановок миграции — основных классов вод. Для каждого класса характерна, с одной стороны, определенная ассоциация элементов, с другой — «запрещенная ассоциация элементов», малоподвижная в данных условиях.

При смене восстановительной обстановки (глеевой или сероводородной) на окислительную формируется **кислородный барьер (А)**, при смене окислительной на восстановительную — **сероводородный (В)** или **глеевый (С)**. При резком увеличении рН возникают **щелочные барьеры (D)** при уменьшении — **кислые (Е)**. На основе других критериев выделяются **испарительные (F)**, **сорбционные (G)** и **термодинамические (H)** барьеры.

Геохимическое своеобразие аномалий, образующихся на барьерах, зависит, с одной стороны, от класса барьера, с другой — от состава вод, поступающих к барьеру. На сочетании этих двух факторов построена систематика аномалий в форме таблицы-матрицы, где выделено 86 типов аномалий, однако не все они известны в природе. Пользуясь таблицей-матрицей, можно наметить условия образования и предсказать место их поиска.

Табл. 3. Ил. 3. Список лит. 6.

УДК 550.42:546

**Петрохимические особенности новейших вулканических образований Советского Закарпатья.** Остафийчук И. М. Вопросы прикладной геохимии петрофизики. Сборник статей, 1976, 14—30.

Приводится оценка распределения химических элементов в андезитобазальт—андезит—дацитовых сериях вулканических пород в пределах Ужгород-Переясинского, Мукачев-Сваляевского, Шоллес-Оашского районов Выгорлат-Гутинской гряды, Чопской цепи погребенных вулканов и Береговского холмогорья. На основе полученных региональных геохимических характеристик рассмотрены вопросы петрохимической и металлогенической специализации вулканических пород, эволюции их состава во времени и пространстве.

Табл. 2. Ил. 4. Список лит. 16.

**Изотопы свинца галенитов Донбасса и Приазовья.** Панов Б. С. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1976, 30—40.

Приведены результаты изучения изотопного состава свинца галенитов различных месторождений и рудопроявлений Донбасса и Приазовья. На основании полученных данных устанавливается сложный характер полихронно развивавшихся рудообразующих процессов и неоднородность исходных материнских источников рудного вещества. Большинство изученных проб указывают на аномальный изотопный состав свинца J-типа и В-типа, что наряду с геологическими факторами свидетельствует о слабо еще учитываемом при металлогеническом анализе региона развитии процессов унаследования рудной минерализации прошлых эпох при возникновении новых рудопроявлений. Оценка изотопных данных с точки зрения минерагенической корреляции свидетельствует о значительном площадном и вертикальном (не менее 3 км) распространении минералопроявлений, которые далеко еще не все известны в Донбассе и Приазовье. Установлено неодинаковое распределение предшественников свинца в глубинных кристаллических породах бассейна, что связано с неоднородным строением и сложной геологической историей их развития.

Табл. 1. Ил. 2. Список лит. 19.

**Газовые ореолы ртути и их значение в геологоразведочной практике.** Карасик М. А., Анищенко А. З., Морозов В. И. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1976, 40—48.

Показаны существенные преимущества метода поисков рудных месторождений и изучения некоторых геологических структур по газовым ореолам ртути по сравнению с иными методами. Основные его достоинства — оперативность и высокая разрешающая способность, его глубинность. Использование высокочувствительной атомно-абсорбционной аппаратуры для определения ртути в почвенном и атмосферном воздухе позволяет фиксировать даже слабую ртутную минерализацию, эндогенные месторождения меди, полиметаллов и золота, пласты продуктивных пород, а также зоны разрывных нарушений различных порядков, явления современного и древнего вулканизма. Возросшая производительность работ делает возможным широкое применение площадной газортутной съемки с использованием других газовых индикаторов оруденения, что является одним из важнейших условий для разработки основ интерпретации атмогеохимических аномалий, выделяемых на разных этапах поисков и геологической съемки.

Ил. 4. Список лит. 22.

**Основные типы газортутных ореолов в Донбассе.** Эдельман А. М. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. 1976, 48—53.

В Донбассе выделены два основных типа газортутных ореолов (никитовский и чернокурганский), отражающие условия локализации рудных тел и их первичных ореолов. Они отличаются по своим размерам и контрастности, а также по форме кривой содержаний ртути в почвенном воздухе на поперечных профилях.

Наибольшее значение в распределении ореолов никитовского типа имеют складчатые деформации и связанные с ними трещиноватые зоны, а в распре-

делений ореолов чернокурганского типа — деформации, связанные с разрывной тектоникой.

Сделан вывод о возможности использования газортутного метода не только в качестве прямого геохимического метода поисков ртутных месторождений, но и для расшифровки структур и оконтуривания участков, благоприятных для размещения оруденения.

Ил. 1. Список лит. 8.

УДК 550.4 : 539.16

**Влияние естественного радиолитиза воды на миграцию иода.** Вовк И. Ф. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1976, 53—61.

На основании теоретического анализа, экспериментальных исследований и обобщения фактического материала по Большому Донбассу показано, что в древних седиментационных бассейнах с возрастом вод  $>10^7$ — $10^8$  лет, существует закономерная связь между содержанием иода в подземных водах и радиоактивностью горных пород и вод.

Табл. 1. Ил. 1. Список лит. 15.

УДК 552.1.53

**Некоторые проблемы развития петрофизики кристаллических пород (на примере магнитных, теплофизических и радиоактивных свойств).** Субботин С. И., Толстой М. И. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. 1976, 61—71.

Указан ряд аспектов современного состояния петромагнитных, теплофизических и радиометрических исследований кристаллических горных пород и важнейшие направления их развития. Обращено внимание на важность исследования связи состава и физических характеристик горных пород как основы комплексирования геофизических, петрофизических, геохимических и петрогенетических работ, необходимость установления региональных и петрографических оценок физических свойств горных пород и создания петрофизических (петромагнитных, теплофизических, радиохимических) карт.

Список лит. 43.

УДК 552.1 : 53

**Петрофизические показатели неоднородностей пористых сред.** Петкевич Г. И. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1976, 71—78.

Рассмотрены некоторые аспекты решения обратной задачи петроакустики для осадочных пород. Вводятся петрофизические показатели неоднородности пористой среды, которые, с одной стороны, избирательно реагируют на отдельные петрографические признаки пород, с другой,— могут быть определены по акустическим параметрам. В основу положена «контактная» модель породы, общая упругость которой представляется в виде суммы объемной упругости двухфазного агрегата и ее контактной упругости. Применительно к этой модели анализируются показатели пустотности, связанности, структурной неоднородности, формы пустот, фазовой неоднородности, полиминеральности скелета и др. Обсуждены возможности определения названных показателей по акустическим параметрам пород.

Табл. 1. Ил. 2. Список лит.— 14.

**Петрофизические особенности пород новейшего вулканизма Закарпатья и их геологическое значение.** Процайвода Г. Т., Молявко В. Г. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1976, 78—91.

Изучены физические свойства, удельный и объемный вес, общая и эффективная пористость, упругие и тепловые свойства ведущих петротипов новейшего вулканизма Закарпатья. Рассмотрено влияние на физические свойства кинетики плутонической и вулканической стадии формирования породы.

Табл. 8. Список лит. 28.

УДК 531.562

**Гравитационная аномалия первого порядка в Приазовье и ее геологическая природа.** Кармазин П. С. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. 1976, 91—96.

В приазовской части УКЩ установлено монотонное увеличение силы тяжести с востока на запад, охватывающее всю территорию Приазовья, поэтому оно условно названо аномалией первого порядка. Такая аномалия обусловлена увеличением плотности гнейсо-мигматитовой толщи с востока на запад, что выяснено определением средневзвешенной на площадь плотности пород.

Рост плотности пород с востока на запад вызван сменой молодых розовых мигматитов серыми, более древними мигматитами.

Ил. 3. Список лит. 4.

УДК 55 : 51

**Способы расчета оценок частных коэффициентов корреляции геохимических признаков.** Жуков Н. Н. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. 1976, 96—101.

Описаны методы расчета оценок частных коэффициентов корреляции, основанные на их выражениях через коэффициенты регрессии. Приведены необходимые расчетные формулы.

Список лит. 1.

УДК 55 : 51

**Применение метода разделения неоднородной совокупности по комплексу признаков для расчленения вулканогенных толщ Советского Закарпатья.** Жуков Н. Н., Серга А. В., Молявко В. Г. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1976, 101—107.

Описаны методы разделения неоднородной совокупности по комплексу показателей с применением ЭВМ в вариантах с линейно упорядоченными и неупорядоченными данными. Приведен пример применения одного из методов (по неупорядоченным данным) для расчленения и классификации разновозрастных эффузивных пород Выголат-Гутинской гряды Советского Закарпатья.

Ил. 2. Список лит. 3.

**О возможности выявления геохимических аномалий с помощью тренд-поверхностей низких степеней.** Смирнов Б. И., Церман И. М. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1976, 107—113.

Обсуждаются различные подходы к выделению геохимических аномалий методами тренд-анализа. Для выявления аномальных участков предлагается использовать отклонения наблюдаемых содержаний от регрессионных поверхностей низких степеней. Эффективность метода продемонстрирована на примере Береговского рудного поля: найденные с помощью тренд-анализа геохимические аномалии вполне удовлетворительно совмещаются (в плане) с известными в этом районе полиметаллическими месторождениями и рудопроявлениями.

Табл. 1. Ил. 6. Список лит. 6.

✓ **Спектральные стандарты магматических горных пород УССР.** Голстой М. И., Табачный Л. Я. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. 1976, 114—124.

В статье приведены описание и характеристика состава разработанных проблемной лабораторией физико-химических исследований горных пород Киевского университета трех аналитических стандартов магматических горных пород Украины — гранита ГК-1, плагиогранита ГЧБ-2 и андезито-базальта АБЗ-1, предназначенных для количественной оценки содержания химических элементов в соответствующих горных породах спектральным методом. Проведено сравнение аттестованных содержаний химических элементов в разработанных стандартах с близкими по химическому составу стандартами СССР и США.

Табл. 3. Список лит. 23.

**Определение коэффициента теплопроводности минералов и горных пород методом цилиндрического зонда.** Продайвода Г. Т., Коболев В. П. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1976, 124—129.

Приведен метод определения коэффициента теплопроводности минералов и горных пород, в основу которого положено теоретическое исследование температурного поля среды при действии бесконечно цилиндрического источника тепла.

Табл. 2. Ил. 2. Список лит. 7.

## CONTENTS

### *Applied Geochemistry*

A. I. Perelman. Geochemical barriers and geochemical anomalies.	3
I. M. Ostafiychuk. Petrogeochemical features of Neogene volcanic rocks of Soviet part of Transcarpathian.	14
B. S. Panov. Lead isotopes of the Donets Basin and Priazovja.	30
M. A. Karasik, A. Z. Anishchenko, V. I. Morozov. Mercury gas haloes and their importance in geological surveying.	40
A. M. Edelman. The main types of mercury vapour haloes in the Donbass.	48
I. F. Vovk. Iodine migration in subterranean waters under effect of water radiolysis.	53

### *Petrophysics*

<u>S. I. Subbotin</u>   M. I. Tolstoy. Some problems of development of crystalline rocks petrophysics (on the example of magnetic, thermal and radiometric properties).	61
G. I. Petkevich. Petrophysical indicators of heterogeneity of the porous mediums.	71
G. T. Prodaivoda, V. G. Moljavko. The petrophysical peculiarities of modern volcanic rocks of Transcarpathian and its geological significance.	78
P. S. Karmazin. Gravitational anomaly of the first order in Priazovja and geological nature of it.	91

### *Mathematical methods*

N. N. Zhukov. The methods of calculation of correlation particular coefficients of geochemical signs.	96
N. N. Zhukov, A. Yu. Serga, V. G. Moljavko. Application of the division method of an inhomogeneous totality by a complex of indications for the dismemberment of volcanic series of the Soviet Transcarpathian territory.	101
B. I. Smirnov, I. M. Tserman. About opportunity the discovery of geochemical anomalies by means of the small degrees' trend-surfaces.	107

### *Methodic problems*

M. I. Tolstoy, L. G. Tabachny. The spectral standards of magmatic rocks of the Ukraine.	114
G. T. Prodaivoda, V. P. Kobolev. The measurement of thermal conductivity of minerals and rocks by a cylinder-probe method.	124
Papers	130

## СОДЕРЖАНИЕ

### *Прикладная геохимия*

А. И. Перельман. Геохимические барьеры и геохимические аномалии.	3
И. М. Остафийчук. Петрогеохимические особенности новейших вулканогенных образований Советского Закарпатья.	14
Б. С. Панов. Изотопы свинца галенитов Донбасса и Приазовья	30
М. А. Карасик, А. З. Анищенко, В. И. Морозов. Газовые ореолы ртути и их значение в геологоразведочной практике.	40
А. М. Эдельман. Основные типы газортутных ореолов в Донбассе	48
И. Ф. Вовк. Влияние естественного радиолиза воды на миграцию нода.	53

### *Петрофизика*

С. И. Субботин, М. И. Толстой. Некоторые проблемы развития петрофизики кристаллических пород (на примере магнитных, теплофизических и радиоактивных свойств).	61
Г. И. Петкевич. Петрофизические показатели неоднородности пористых сред.	71
Г. Т. Продайвода, В. Г. Малявко. Петрофизические особенности пород новейшего вулканизма Закарпатья и их геологическое значение	78
П. С. Кармазин. Гравитационная аномалия первого порядка в Приазовье и ее геологическая природа.	91

### *Математические методы*

Н. Н. Жуков. Способы расчета оценок частных коэффициентов корреляции геохимических признаков.	96
Н. Н. Жуков, А. Ю. Серга, В. Г. Малявко. Применение метода разделения неоднородной совокупности по комплексу признаков для расчленения вулканогенных толщ Советского Закарпатья	101
Б. И. Смирнов, И. М. Церман. О возможности выявления геохимических аномалий с помощью тренд-поверхностей низких степеней	107

### *Вопросы методики*

М. И. Толстой, Л. Я. Табачный. Спектральные стандарты магматических пород УССР	114
Г. Т. Продайвода, В. П. Коболев. Определение коэффициента теплопроводности минералов и горных пород методом цилиндрического зонда.	124
Рефераты.	130

83 коп.

1833

