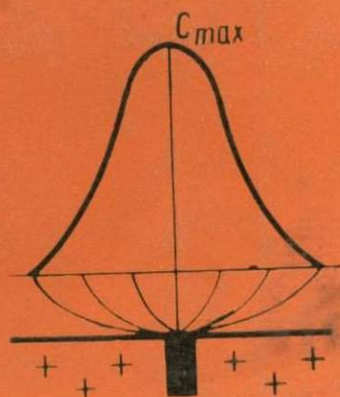


ВОПРОСЫ  
ПРИКЛАДНОЙ  
ГЕОХИМИИ  
И ПЕТРОФИЗИКИ




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

ВОПРОСЫ  
ПРИКЛАДНОЙ  
ГЕОХИМИИ  
И ПЕТРОФИЗИКИ

СБОРНИК СТАТЕЙ

КИЕВ  
ИЗДАТЕЛЬСТВО ПРИ КИЕВСКОМ  
ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ  
ИЗДАТЕЛЬСКОГО ОБЪЕДИНЕНИЯ «ВИЩА ШКОЛА»  
1978



2740

УДК 550 : 553

**Вопросы прикладной геохимии и петрофизики.** Сборник статей. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1978, 131+5с.

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, новых методов анализа вещества и изучения физических свойств горных пород.

Сборник рассчитан на геологов, геохимиков, геофизиков, работающих в научных и производственных организациях и занимающихся вопросами прикладной геохимии и петрофизики, а также на преподавателей, аспирантов и студентов вузов геологической, геохимической и геофизической специальностей.

*Редакционная коллегия:* д-р геол.-мин. наук М. И. Толстой (отв. ред.), д-р геол.-мин. наук Б. Ф. Мицкевич (зам. отв. ред.), канд. геол.-мин. наук И. М. Остафийчук (зам. отв. ред.), ст. инж. Ю. Л. Гасанов (отв. секр.), акад. АН УССР Я. Н. Белевцев, д-р геол.-мин. наук И. Ф. Вовк, канд. геол.-мин. наук Л. С. Галецкий, 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, канд. геол.-мин. наук А. В. Сухорада нач. «Главгеологоразведки» Министерства геологии УССР И. С. Пивовар, акад. АН УССР А. С. Поваренных, д-р геол.-мин. наук Э. В. Соботович.

*Адрес редакционной коллегии:* 252022, Киев-22, ул. Васильковская, 90, к. 217. Редакция сборника «Вопросы прикладной геохимии и петрофизики», тел. 66-32-56.

Редакция естественной литературы  
Зав. редакцией Б. Н. Фляшников

А. Л. КОВАЛЕВСКИЙ, канд. геол.-мин. наук,  
Геологический институт Бурятского филиала СО АН СССР

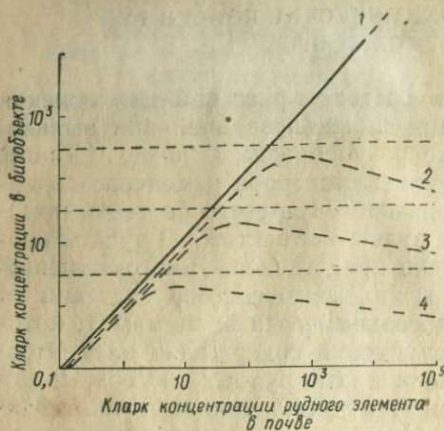
### БЕЗБАРЬЕРНЫЕ БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ РУД И ИХ ВОЗМОЖНОСТИ

Использование химического состава растений для поисков рудной минерализации является сложной задачей при выявлении полезного сигнала на фоне разнообразных помех. Таким сигналом является статистически достоверное изменение содержания элемента-индикатора или любого другого биогеохимического параметра, обусловленное рудным объектом, — рудная биогеохимическая аномалия. Помехи представлены многочисленными факторами формирования химического состава растений и других живых организмов (биогеохимическими шумами), которые обуславливают наличие изменений содержаний элементов-индикаторов, сопоставимых с величинами рудных биогеохимических аномалий. К помехам относятся также малоизученные факторы подавления полезного сигнала, обусловленные физиолого-биохимическими особенностями живых организмов.

До недавнего времени основное внимание исследователей было направлено на изучение и исключение влияния биогеохимических шумов. Методика, предложенная в [1], позволяет исключать большинство этих шумов путем стандартизации опробуемого материала, вычисления местного биогеохимического фона и нижних аномальных концентраций в растениях для элементарных геохимических ландшафтов, сокращения до минимума времени отбора проб на поисковом планшете и введения в необходимых случаях поправок на разнородность биогеохимических проб и на время их отбора. При соблюдении этих методических рекомендаций основным фактором, создающим значительные помехи в успешном проведении биогеохимических поисков руд, оказалось подавление полезного сигнала, обусловленное малоизученными физиологическими особенностями живых организмов вообще и растений в частности.

Основным физиологическим фактором, полностью или частично подавляющим формирование рудных биогеохимических ореолов в растениях, является наличие у них антиконцентрационных физиолого-биохимических барьеров против высоких (очевидно, избыточных) концентраций химических элементов в питающей среде, характерных для элементов-индикаторов на соответствующих рудных месторождениях. Разработка простого и

практичного способа исключения отрицательного влияния антиконцентрационных барьеров привело к созданию нового направления в разработке геохимических методов повышенной глубинности, которые названы безбарьерными биогеохимическими поисками (ББП) месторождений полезных ископаемых. Практические рекомендации по методике ББП к настоящему времени разработаны применительно к поискам некоторых полезных ископаемых в зоне хвойных лесов Сибири и других территорий,



имеющих состав доминантных деревьев, сходный с хорошо изученными районами Сибири. Эти практические рекомендации разработаны также для некоторых степ-

Рис. 1. Типы нормированных концентрационных кривых в системе питающая среда — биологический объект растения:

1 — безбарьерный (неограниченного накопления); 2 — гектафонобарьерный; 3 — декафонобарьерный; 4 — фонобарьерный, пассивный к высоким концентрациям в питающей среде (2—4 — безбарьерные типы).

ных и сухостепных ландшафтов юга Сибири. Частично эти рекомендации могут быть использованы на Урале, Европейской части СССР, в Казахстане и на Дальнем Востоке. Принцип же ББП применим на любых территориях и требует разработки конкретных методик для различных ландшафтно-растительных и геологических условий.

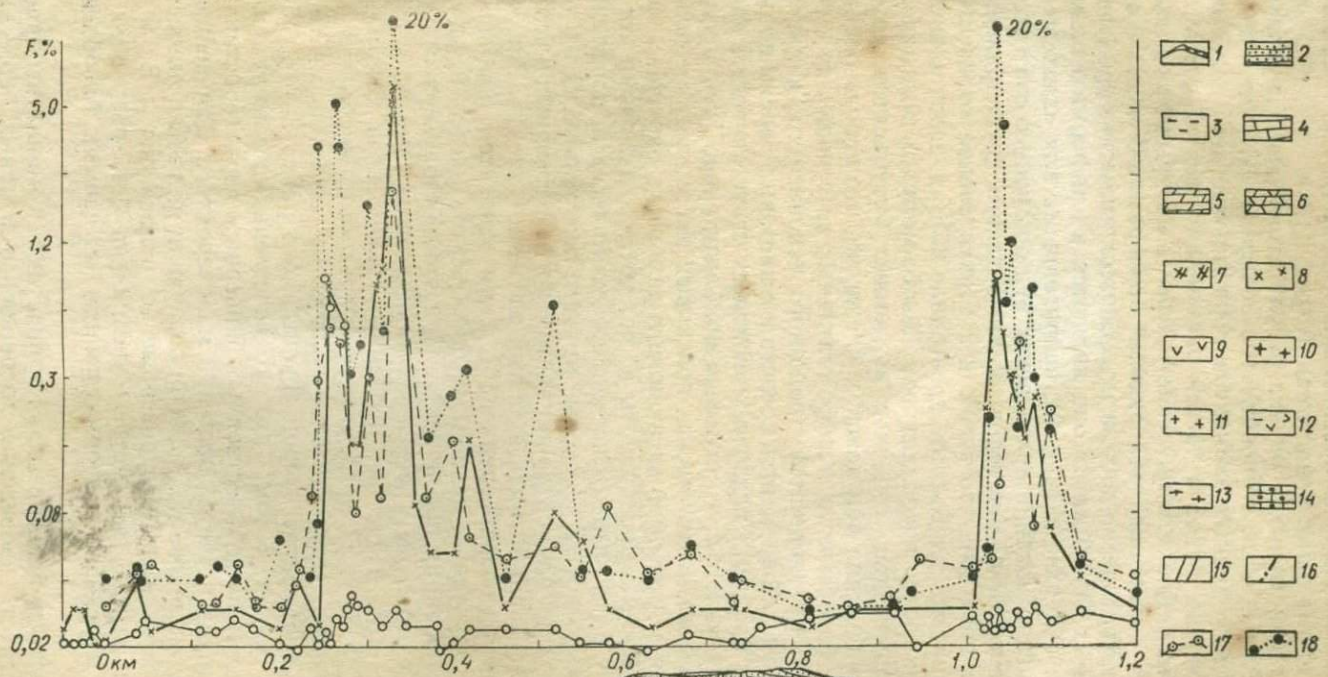
Разработка современной методики ББП стала возможной только в последние годы, после завершения первого этапа изучения количественных характеристик антиконцентрационных барьеров у различных биообъектов (видов, органов и частей органов) растений, произрастающих на рудных месторождениях. В качестве основных количественных характеристик этих барьеров были взяты отношение предельной или барьерной концентрации изучаемого элемента в биообъекте к фоновому содержанию в этом биообъекте [4, 5, 7] и абсолютное барьерное содержание изучаемого химического элемента в растении. По отсутствию барьера накопления и его относительной величине биологические объекты разделяются на четыре группы: 1) безбарьерные; 2) практически безбарьерные (гектофонобарьерные) с высокими предельными концентрациями, превышающими фон в 30—300, в среднем в 100 раз; 3) декафонобарьерные с предельными концентрациями, превышающими фон в среднем в 10 раз и 4) фонобарьерные (пассивные биообъекты), предельные концентрации

изучаемого элемента в которых близки к фону или не превышают нижних аномальных концентраций (рис. 1).

Первая статистическая оценка результатов такого группирования 30—90 надземных биообъектов показала [5], что в среднем для восьми рудных элементов приблизительно половина (45%) изученных видов и частей растений относится к группе фонобарьерных, биогеохимические ореолы в которых полностью подавляются антиконцентрационными барьерами. В связи с отсутствием статистически достоверных биогеохимических ореолов в фонобарьерных биообъектах они являются не информативными в поисковом отношении (рис. 2), непригодными или «запрещенными» для использования при поисках руд с помощью соответствующих элементов-индикаторов. Данные такого группирования биообъектов показали, что для U и F относительное количество неинформативных биообъектов превышало 80%, т. е. эти элементы характеризуются преобладанием фонобарьерного типа накопления в большинстве изученных надземных биообъектов, удобных для опробования при поисках. Очевидно, что использование при поисках биообъектов, неинформативных по отношению к основному элементу-индикатору полезного ископаемого, является бесполезной тратой времени и средств и в настоящее время должно считаться браком. Согласно имеющимся статистическим данным, к браку может быть отнесено приблизительно 50% проведенных ранее биогеохимических поисковых работ, не учитывающих наличия у растений антиконцентрационных барьеров. Подобные биогеохимические работы не являются поисковыми методами и могут быть названы псевдобιοгеохимическими поисками.

К ББП мы относим поисковые методы, основанные на изучении концентраций элементов-индикаторов в безбарьерных и практически безбарьерных видах и частях растений (рис. 2). Согласно первой статистической оценке [5], к ним относится приблизительно 25% изученных надземных биообъектов растений, удобных для опробования при поисках. При этом безбарьерными по отношению к отдельным элементам-индикаторам (Mo, Au и Pb) является 10—20% изученных надземных биообъектов. Для ряда элементов (Be, U и F) надземные безбарьерные биообъекты не были выявлены, а относительное количество практически безбарьерных биообъектов второй группы было равно 3—4% [5]. Эти данные говорят о том, что количественно-информативные ББП без данных по количественным барьерным характеристикам изучаемых видов и частей растений маловероятны. Дальнейшие специальные исследования, однако, позволили не только выявить надземные биообъекты, безбарьерные по отношению к Be и F [7, 9], но и разработать методы увеличения безбарьерности и увеличения поисковой информативности изучаемых биообъектов.

При известных барьерных характеристиках доминантных растений вероятность проведения высокоинформативных биогеохи-



- 1 2
- 3 4
- 5 6
- 7 8
- 9 10
- 11 12
- 13 14
- 15 16
- 17 18
- 19 20

Ю-3

C-B



мических поисков может быть значительно увеличена. В благоприятных условиях она может достигать 100%. Разработанные методы определения барьерных и соответственно поисковых характеристик биообъектов растений позволяют производить количественную оценку поисковой информативности проведенных биогеохимических съемок как на отдельные элементы-индикаторы, так и на их комплексы.

Весьма важным результатом изучения количественных барьерных характеристик разнообразных биообъектов растений Сибири, общее число которых для отдельных элементов достигает 200—260, явилось выявление небольшого числа биообъектов, безбарьерных или практически безбарьерных к комплексу элементов-индикаторов рудных месторождений. Такими биообъектами оказались корни деревьев, кустарников и трав, низшие растения (мхи и лишайники) и внешние слои корки (опробковевшей коры) стволов сосны обыкновенной, лиственницы даурской и сибирской или корки кедра сибирского, ели сибирской, березы плосколистной и осины дрожащей. Это позволило рекомендовать внешние слои корки стволов деревьев для использования при производственных поисковых работах.

Разработанный и апробированный в 1973—1974 г. вариант ББП по корке стволов сосны, лиственницы и березы (его можно назвать коркометаллометрией) с 1975 г. начал применяться в производственных масштабах. В 1974 г. в Бурятском геологическом управлении при геолого-съемочных и геологопоисковых работах было отобрано приблизительно 40 тыс. проб корки, а в 1976 г. — 80 тыс. проб. В 1977 г. здесь проектируется отобрать более 100 тыс. проб этих универсальных безбарьерных биообъектов доминантных растений зоны хвойных лесов Сибири.

Полученные к настоящему времени предварительные фактические данные говорят о том, что внешний слой корки стволов сосны, лиственницы и березы является информативным по отношению к Pb, Zn, Cu, Ag, Au, Sn, W, As, Sb, Bi, Cd, Li, Be, Se, Y, Yb, La, Ce, Ga, Ti, Zr, f, Ge, V, Nb, Co, Ni, U и Ra, а корка стволов сосны обыкновенной и березы плосколистной — по отноше-

Рис. 2. Распределение фтора в почвах и растениях по профилю I флюорит-редкометалльного месторождения:

1 — рыхлые образования; 2 — песчаники; 3 — сланцево-карбонатные породы; 4 — известняки; 5 — доломиты (2—5 метаморфические породы); 6 — фельзит-порфиры; 7 — лейкократовые сиенит-порфиры; 8 — сиенит-порфиры роговообманковые и сиенито-диоритовые порфиры; 9 — диоритовые порфиры; 10 — граниты и граносиениты субщелочные; 11 — граниты биотитовые и плагнограниты; 12 — габбро-диориты скаполитизированные, диориты; 13 — габбро-диориты и диориты мелко-среднезернистые гнейсовидные (6—13 — интрузивные породы); 14 — скарны; 15 — флюорит-редкометалльные рудные тела; 16 — различные нарушения; содержание фтора 17 — содержание фтора в гумусовом горизонте почв (0—10 см); 18 — в горизонте С почв (0,7—1,4 м); 19 — в безбарьерных биообъектах (а — корка сосны, б — корни кипрея и полыни); 20 — в фоновых барьерных, неинформативных биообъектах (ветви, побеги и хвоя (листья) сосны, лиственницы, березы, ивы, осины, рододендрона, таволги и шиповника, надземные части злаков, бобовых, кипрея, лебеды, полыни и других трав).

нию к F. Убедительные данные о безбарьерности или практической безбарьерности корки стволов деревьев к настоящему времени получены для Pb, Zn, Au, As, Cd, Li, Be, U, Ra и F, а также для Ag в корке (бересте) березы, в которых аномальные концентрации перечисленных элементов над известными рудными телами превышали фон в 30—300 раз и более. Высокая информативность корки по отношению к Ag, La, Ce, Hf, Ge и Nb устанавливается по их «появлению» при достигнутой чувствительности спектрального анализа в корке стволов деревьев при отсутствии в других одновременно опробованных биологических объектах. Безбарьерность корки по отношению к Cu, W, Sb и Bi установлена по появлению высококонтрастных аномалий, превышающих фон в сотни и тысячи раз, при поисково-съёмочных работах. Информативность внешних слоев корки стволов деревьев по отношению к Zr, V, Ga, Sc, Y, Yb, Ti, Co и Ni устанавливается по выявлению в них биогеохимических аномалий средней интенсивности, превышающих фон в 10—30 раз. Эти данные говорят о необходимости целеустремленного изучения количественных барьерных характеристик и основных биогеохимических параметров корки стволов доминантных деревьев различных регионов на месторождениях различных элементов-индикаторов руд в первую очередь таких наиболее важных: Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Sn, W, As, Bi, Cd, F, Li, Be, Nb, Co, Ni, U и Ra.

Недоработка практических рекомендаций для большинства районов СССР и многих видов полезных ископаемых говорит о том, что методы ББП представляют собой не законченную разработку, а только новый принцип (направление) в разработке геохимических методов повышенной глубинности. Это направление требует внимания как со стороны научно-исследовательских институтов и вузов, так и производственных геологических организаций и в первую очередь Министерства геологии СССР и соответствующих республиканских министерств. Для скорейшей разработки практических рекомендаций в этом весьма перспективном направлении необходима организация специальных тематических работ и безотлагательное решение вопроса об их финансировании.

Имеющийся пока незначительный опыт практического использования методик ББП рудных месторождений позволяет отметить следующие их способности и возможности.

Целесообразность применения как при изучении потоков рассеяния по гидросети, так и при детальных поисках в долинах, на склонах и даже на водоразделах закрытых эоловыми образованиями, или имеющими выщелоченные литохимические ореолы рудных тел.

Получение количественно-интерпретируемых биогеохимических данных о комплексе элементов-индикаторов руд. Во-первых, это касается интенсивности, площади и продуктивности рудных биогеохимических ореолов и аномалий, во-вторых, данных о ве-

роятных минеральных формах элементов-индикаторов в корнеобитаемой зоне руд и рыхлого покрова, получаемых с помощью растительно-почвенного коэффициента (РПК).

Существенно увеличивается глубинность по сравнению с барьерными биогеохимическими поисками за счет повышения контрастности биогеохимических ореолов. Максимальная глубинность ББП достигается изучением безбарьерных биообъектов растений с наиболее глубокими корневыми системами.

Снижаются в несколько раз и в десятки раз затраты на опоскование территорий по сравнению с глубинными лито- и гидрохимическими исследованиями скважин и шурфов. Особенно это характерно в труднодоступных лесных и горно-лесных районах. В настоящее время затраты на глубинные ББП (при прочих равных условиях) приблизительно соответствуют расходам на обычную металлотрическую съемку с отбором проб почв и рыхлого покрова на глубине 0,4—0,6 м.

Предоставляется возможность определения большого числа элементов-индикаторов в неозоленных пробах корки стволов деревьев с помощью лабораторных флюоресцентных рентгено-спектральных анализаторов [6].

Можно экспрессно определить цинк и свинец, а в ближайшем будущем и другие универсальные элементы-индикаторы, в корке стволов живых деревьев непосредственно в поисковом маршруте без отбора проб [6].

Есть возможности быстрого усовершенствования и повышения качества и производительности ББП путем увеличения информативности изучаемых биообъектов, а также механизации и автоматизации трудоемких процессов.

Можно заменять части поисковых канав, шурфов и мелких скважин детальными биогеохимическими съемками с небольшим шагом отбора проб по профилям порядка 2—10 м, что обеспечит снижение затрат и ускорит выявление и оконтуривание отдельных рудных тел.

Подводя итоги рассмотрения современного состояния разработки и возможностей ББП месторождений полезных ископаемых, следует отметить, что распространенное мнение о том, что биогеохимические поиски мало применимы в сухостепных и пустынных районах с незначительной надземной биомассой растений, является ошибочным. Имеющиеся данные говорят о том, что именно в этих районах биогеохимические поиски имеют наибольшую глубинность, так как здесь корни всех многолетних растений (древесных, кустарниковых и травянистых) имеют глубокопроникающие корневые системы. Например, корни люцерны достигают 18 м, песчаной полыни — 25, саксаула и верблюжьей колючки — 40, а акации и криптомерии японской — 70 м.

Весьма интересными для практики являются наши данные последних лет о том, что на одном из месторождений с открытыми литохимическими ореолами безбарьерные биогеохимические

ореолы всех элементов-индикаторов редкометальной минерализации: Be, F, Mo, Pb, Zn, Ag, Li, и Zr получают контрастнее обычных металлометрических на глубине 0,2—0,3 м. При этом контрастность биогеохимических ореолов Li, Mo, и Ag была приблизительно на порядок (в 7—15 раз) больше металлометрических и в 3—10 раз больше контрастности глубинных литохимических ореолов в горизонте рыхлых почвообразующих горных породах (в элювии рудных тел) на глубине 0,7—1,5 м, который по специальным определениям приблизительно соответствовал «горизонту питания растений».

Определения горизонта питания растений по известной методике [2, 5, 7] говорят о том, что в немерзлотных районах Забайкалья он располагается на глубинах от 1 до 5 м, зависит от элемента-индикатора и вида растения. Наиболее вероятные глубины расположения горизонта питания сосны обыкновенной в этих условиях находятся в интервале 1—3 м, а березы плосколистной — 2—5 м. Поэтому, при прочих равных условиях, корка березы предпочтительнее внешнего слоя корки сосны. В тех же случаях, когда береза встречается значительно реже сосны или лиственницы, на точках наблюдения, где можно опробовать березу, мы рекомендуем отбирать две пробы: корку сосны или лиственницы для составления биогеохимической карты и корку березы для получения наиболее глубинной биогеохимической информации на отдельных точках наблюдения. Подобная рекомендация может быть предложена и для других районов поисковых работ, если доминантные растения, используемые для опробования, имеют существенно различные глубины корневых систем.

Выбор площадей для включения ББП в комплекс поисковых работ производится в соответствии с [1] на основании районирования территории по применимости различных поисковых методов, при котором на основании опытно-методических работ и аналогии со смежными районами выделяются площади рационального применения биогеохимических методов [5]. При выборе одного метода из двух сравниваемых, предпочтение должно отдаваться более эффективному. В связи с мозаичностью распределения площадей с различными условиями ведения поиска на территории планируемых работ следует выделять обобщенные участки, где целесообразно применение в основном одного из рассматриваемых методов. Обычно при таком анализе сравниваются два метода площадных поисков — металлометрия и биогеохимия. При проведении геохимических поисков основным методом на таких обобщенных участках мы рекомендуем комплексовать его со вторым методом (более эффективным) путем повторного опробования отдельных участков.

Например, на площадях проведения металлометрии нижние части склонов, ложины и днища распадков следует перекрывать безбарьерной биогеохимией. По постановке же на обобщенном участке в качестве основного метода ББП водоразделы и обна-

жения коренных горных пород следует подвергать дополнительному литохимическому опробованию. Такое взаимное дополнение металлотрии безбарьерной биогеохимией обещает дать наиболее надежную поисковую информацию с наименьшими затратами.

В наиболее сложных случаях, когда мозаичность распределения площадей с различными условиями поисковых работ не позволяет выделить обобщенные участки преобладания одного из рассматриваемых методов, поиски следует вести комплексным литобиогеохимическим методом, при котором в зависимости от положения в ландшафте и закрытости точки наблюдения на ней производится отбор литохимической или биогеохимической пробы или двух-трех проб биообъектов, безбарьерных к основным элементам-индикаторам минерализации, являющейся объектом поисковых работ. Для составления же сводной карты геохимических поисков при переходе с одного вида опробования на другой и определении растительно-почвенного коэффициента производится отбор сопряженных проб почв и растений.

Кроме комплексирования с различными геохимическими методами, ББП следует рационально сочетать с геофизическими. Например, на биогеохимических аномалиях элементов-индикаторов полиметаллов — Pb, Zn и Ag (а также Cu, As, Cd) целесообразно проведение детальных градиентометрических или гравиметрических и электроразведочных съемок, которые в ряде случаев могут дать ответ на такой вопрос: имеются ли на площади биогеохимических аномалий и ореолов массивные рудные тела полиметаллов и каковы их ориентировочные протяженность и направление падения? При интерпретации биогеохимических аномалий W, Bi, Zn и Pb, а также Ti, V, Cr, Ni и Co следует использовать данные аэромагнитных съемок и проводить наземные магнитные съемки, которые могут оконтурить зоны распространения скарнов и скарнированных горных пород или основных и ультраосновных горных пород. На большинстве безбарьерных биогеохимических аномалий и ореолов целесообразно проводить электроразведочные работы, которые во многих случаях позволяют выявить и оконтурить закрытые локальные геологические и тектонические структуры, а в некоторых случаях — погребенные рудные тела и оруденелые зоны, представленные зонами проводимости (тектонические разрывы, зоны сульфидизации и т. д.) или повышенных сопротивлений (зоны окварцевания, дайки и т. п.). Все этапы детализации и оценки биогеохимических аномалий следует сопровождать горными выработками, глубина которых должна превышать глубину корневых систем растений в 3—10 раз и более, так как рудные биогеохимические аномалии могут быть обусловлены не только рудными телами и элювиальными литохимическими ореолами, но и их солевыми и гидрхимическими ореолами. Естественно, что наряду с геологической документацией, на этих горных выработках должен проводиться комп-

лексы лито- и гидрохимических исследований, имеющих целью выяснение природы и источника биогеохимической аномалии. Следует иметь в виду, что в некоторых случаях решение этой задачи представляет довольно сложную проблему. Для ее решения может потребоваться проведение минералогических исследований рыхлого покрова и зон окисления, определения количественных взаимоотношений между доступными и недоступными растениям формами элементов-индикаторов в твердой фазе, количественного учета форм этих элементов, находящихся в жидкой и газообразной фазах, в том числе в поровых водах корнеобитаемой зоны рыхлых образований и т. д. Во время проведения таких детализационных работ особое внимание следует уделять оперативному проведению анализов проб, результаты которых во многих случаях определяют направление и масштабы дальнейших этапов оценочных и разведочных работ.

Вопросом, который требует особого внимания при проведении производственных ББП, является исключение загрязнения проб растений при их хранении и подготовке к анализам. В практике известны случаи загрязнения проб Sn, Pb и Cu при их озолении в консервных банках или при просеивании через сита, сделанные из цветных металлов. Известны случаи загрязнения проб растений цинком при их контакте с оцинкованным железом или с цинковыми белилами, загрязнение бериллием при хранении в зернохранилищах с рудными пробами, загрязнение золотом при истирании в одном помещении с рудными пробами и т. д. Особенно часто загрязнение проб и появление обусловленных этим ложных биогеохимических аномалий наблюдается для рудных элементов с низкими фоновыми содержаниями: Au, Ag, W, Sn, Be, Pb и т. д. Для исключения подобных ложных аномалий хранение, обработка и анализ проб растений должны производиться отдельно от рудных проб. Кроме этого, следует предпринимать другие меры контроля и исключения загрязнения проб. Как правило, перед проведением дорогостоящих горных работ на выявленных биогеохимических аномалиях необходимо проведение детализационного опробования видов и частей растений, безбарьерных на ореолообразующие элементы, что позволяет исключить проведение горных работ на аномалиях загрязнения.

Для качественного проведения ББП целесообразна организация биогеохимических отрядов в составе двух или четырех ИТР и трех или шести рабочих и автомашины. Такой отряд может обеспечить отбор и озоление 2000 или 4000 проб растений в месяц, или 10 000—20 000 и более проб за полевой сезон. Безбарьерные биогеохимические поиски в районах с малоснежной зимой можно проводить круглогодично. Во многих случаях удобным временем для проведения поисков являются ранняя весна и поздняя осень. Проведение ББП в это время позволяет удлинить сезон поисковых работ и более рационально использовать рабочую силу.

Целесообразность практического применения глубинных ББП во многих случаях определяется экономическими соображениями. По опыту работ производственных организаций, стоимость биогеохимических съемок приблизительно равна затратам на металлотрические с отбором проб рыхлого покрова на глубине 0,4—0,6 м. Отношение стоимости глубинной литохимической съемки к биогеохимической резко возрастает с увеличением глубины отбора литохимических проб. При глубине 2 м это отношение составляет приблизительно 3, при 4 м — 10, при 10—15 м — 30, а при 30—35 м величина этого отношения достигает 100—200.

Таким образом, высокая информативность, глубинность и относительно низкая стоимость ББП делают целесообразным их широкое практическое применение в сложных условиях ведения поисковых работ на площадях с маломощными аллохтонными и склоновыми рыхлыми образованиями, не препятствующими образованию рудных биогеохимических ореолов.

Таким образом, ББП месторождений полезных ископаемых представляют собой новое перспективное направление в разработке геохимических поисковых методов повышенной глубинности. Они дают количественно-интерпретируемую информацию о доступных растениям подвижных формах элементов-индикаторов полезных ископаемых на горизонте питания растений, располагающемся на глубине порядка 1—10 м, без проходки дорогостоящих горных выработок.

Практические рекомендации по ББП разработаны для некоторых типичных ландшафтов зоны хвойных лесов и частично для степных ландшафтов Сибири применительно к поискам отдельных полезных ископаемых (полиметаллов, золота, молибдена, бериллия и флюорита). Скорейшая разработка таких рекомендаций для разнообразных неизученных ландшафтов и полезных ископаемых, усовершенствование методики и техники ББП требует организации сети целеустремленных литобиогеохимических исследований, координируемых из единого центра.

Включение ББП в комплекс современных поисковых методов позволяет повысить эффективность и достоверность опосредованного определения территорий, закрытых рыхлыми покровными или транзитными образованиями, имеющими мощность порядка 3—30, а иногда до 100 м, с затратами времени и средств.

**Список литературы:** 1. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., Недра, 227 с. 2. Ковалевский А. Л. О методике определения глубинности биогеохимического метода поисков месторождений полезных ископаемых.— Геология и геофизика, 1967, № 8, с. 149—152. 3. Ковалевский А. Л. Особенности поглощения растениями элементов второй группы периодической системы Д. И. Менделеева.— В сб.: Биологическая роль микроэлементов и их применение в сельском хозяйстве и медицине, т. 1. Л., Наука, 1970, с. 85—87. 4. Ковалевский А. Л. О физиологических барьерах поглощения химических элементов растениями.— В сб.: Микроэлементы в биосфере и их применение в сельском хозяйстве и медицине Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1971, с. 134—144. 5. Ковалевский А. Л. Биогеохимический

поиски рудных месторождений. М., Недра, 1974, 143 с. 6. Ковалевский А. Л. Биогеохимические методы поисков золоторудных месторождений. М., ОЦНТИ ВИЭМС, 1974, 34 с. 7. Ковалевский А. Л. Особенности формирования рудных биогеохимических ореолов. Новосибирск, Наука, 1975, 115 с. 8. Ковалевский А. Л. Биогеохимические поиски полиметаллических месторождений.— Советская геология, 1975, № 2, с. 108—121. 9. Ковалевский А. Л., Ковалевская О. М. Биогеохимические ореолы фтора в Забайкалье.— Геология рудных месторождений, 1976, т. 18, № 4, с. 97—101.

*A. L. Kovalevskij*

## THE NON-BARRIER BIOGEOCHEMICAL PROSPECTING FOR ORES AND THEIR POSSIBILITIES

The non-barrier biogeochemical prospecting (NBP) for ores have been named the mineral exploration methods which use the not numerous specific non barrier and practically non-barrier bioobjects (plant species and local parts of the species). Such bioobjects accumulate the ore indicator elements in proportion to concentration in the rooted zone of the ores and their litho- and hydrochemical aureols. They may give the quantitative prospecting information about the ore bodies which practically is not distorted by the negative influence of the plants anticoncentrational physiological barriers. The NBP have many advantages before the formerly used mainly barrier biogeochemical methods. The NBP have started the successful introduction in the complex of the ore prospecting methods in Siberia.

УДК 550.84:551.4

Б. Ф. МИЦКЕВИЧ, д-р геол.-мин. наук,  
Ю. Я. СУЩИК, канд. геол.-мин. наук,  
Институт геохимии и физики минералов АН УССР

### О ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ПОИСКОВЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В решениях XXV съезда КПСС предусмотрено расширение использования геохимических методов в геолого-разведочных и поисковых работах.

Последние годы ознаменовались новыми успехами в использовании геохимических методов при поисках рудных месторождений, информация о чем достаточно широко представлена в литературе. Эти методы исследований продолжают совершенствоваться и развиваться.

В ИГФМ АН УССР были подведены итоги исследований по геохимии бериллия в зоне гипергенеза, основанные на термодинамике его состояния в водных растворах и моделировании процессов выветривания. В результате этих работ впервые были получены такие фундаментальные величины, как произведение растворимости ряда бериллиевых минералов, а также установлена форма нахождения бериллия в средах с различными комплексобразующими лигандами [5].

В организациях системы Министерства геологии УССР был выполнен значительный объем работ по изучению геохимической

специализации кристаллических образований Украинского щита, продолжались работы и накопление опыта по глубинному геохимическому картированию. Последнее имеет чрезвычайно большое значение для сложных геологических условий этого региона. Однако в целом эффективность геохимических методов поисков на Украине остается все еще низкой. Одна из причин такого положения — проведение геохимических поисков по экзогенным ореолам и потокам рассеяния без учета ландшафтно-геохимических особенностей исследуемых площадей. Важность и необходимость ландшафтно-геохимических исследований в настоящее время не вызывает сомнений. Общеизвестно, что выбор оптимальной глубины отбора геохимических проб, класса анализируемой фракции и ряд других вопросов решаются в ходе ландшафтно-геохимических исследований. Их результаты существенно помогают интерпретации выявленных геохимических аномалий, позволяя делать предварительные выводы о связи выявленных аномалий с рудными телами или геохимическими барьерами. Именно поэтому такие исследования трактуются в настоящее время как подготовительный этап, обеспечивающий повышение эффективности геохимических методов поисков. Однако на практике в ходе поисковых работ предварительные ландшафтно-геохимические исследования проводятся не всегда. Геохимические съемки зачастую выполняются без учета особенностей района, что, естественно, снижает их результативность.

Основой ведения поисков рудных месторождений по экзогенным ореолам и потокам рассеяния является ландшафтно-геохимическая карта. Последняя позволяет делать выводы о возможности использования тех или иных геохимических методов, особенностях их применения на данной территории, в какой-то мере предсказывает природу выявленных аномалий, т. е. практически отвечает на все вопросы, возникающие в ходе проведения геохимической съемки. Естественно, что масштаб ландшафтно-геохимической карты должен отвечать масштабам планируемых съемок и составляться тем же коллективом, который выполняет эти съемки.

Методика составления ландшафтно-геохимических карт для поисков рудных месторождений по вторичным ореолам и потокам рассеяния разработана в настоящее время уже достаточно детально [2, 4, 6].

Непосредственно связанным с результатами ландшафтно-геохимических исследований и существенно влияющим на результативность геохимических поисков является вопрос о методике их проведения. Отечественный и зарубежный опыт показывает, что правильное планирование геохимических исследований предусматривает такую их логическую последовательность, что каждый следующий этап включает в себя все более детальные работы и выявляет положение минерализации с нарастающей точностью. Такая последовательность обеспечивает при минимальных за-

тратах изучение максимальных площадей. Кроме того, она позволяет концентрировать усилия на самых перспективных участках и ограничивать изучение малоперспективных участков начальной стадией.

На практике наиболее рациональной является такая последовательность поисковых геохимических исследований:

1) ландшафтно-геохимические исследования и опытные работы;

2) рекогносцировочная съемка по донным отложениям;

3) детальные поиски по донным отложениям на выявленных перспективных площадях;

4) опробование почв или кор выветривания для определения источника аномалии;

5) опробование коренных пород для выявления месторождения или связанного с ним первичного ореола рассеяния.

Проведение работ в такой последовательности определяет соответствующее распределение объема геохимических проб.

Так, на Канадском щите, где указанная последовательность выдерживается, годичный объем геохимических проб распределяется так [3]: почвы — 57; донные осадки — 23; горные породы — 14; вода, растения и др. — 6%. Примерно на такое же распределение опробуемого материала при поисках в других странах указывает А. А. Беус [1].

Годичный же объем геохимических проб, отбираемых на Украинском щите, характеризуется в среднем такими цифрами: коренные породы — 70—75; коры выветривания — 10; донные осадки и воды — 8—12; почвы — 3—5%.

Приведенные цифры показывают, что на Украинском щите геохимические поиски начинаются непосредственно с заключительного этапа, т. е. практически весь годичный объем геохимических проб расходуется не на поиски, а на изучение геохимической специализации кристаллических пород. Не умаляя значения этого вида исследований, необходимо все же сказать, что он ведет лишь к случайному выявлению рудных тел и не обеспечивает планомерного изучения металлоносности исследуемой территории. Представляется, что территория наиболее перспективных с позиций металлогении районов Украины должна быть в ближайшее время покрыта детальными геохимическими съемками по потокам рассеяния, что расширит фронт поисковых работ и возможности использования других геохимических методов.

Одной из причин низкой эффективности геохимических съемок на Украине являются также недостаточные масштабы их применения. Так, на Канадском щите геохимические поиски проводят более десяти горно-рудных компаний. Годовой объем геохимического опробования этими компаниями приближается к 1 млн. проб [3].

В пределах Советского Союза наиболее ощутимые результаты геохимических поисков были получены в Казахстане, где эти

работы проводит специализированная геохимическая экспедиция, объем работ которой измеряется сотнями тысяч проб в год.

На Украинском щите, основном полигоне использования геохимических методов на Украине, отбирается и анализируется только 200—250 тыс. геохимических проб.

Эффективность геохимических съемок в значительной мере определяется оперативной проверкой выявленных аномалий. Мировая статистика показывает, что к выявлению крупного месторождения приводит проверка нескольких десятков тысяч геохимических аномалий. На Украинском щите ежегодно выявляется до 1,5 тыс. таких аномалий, однако проверяется обычно лишь небольшая их часть.

Итак, можно сделать вывод, что масштабы использования геохимических методов поисков на Украинском щите еще явно недостаточные.

В заключение следует еще раз подчеркнуть значение ландшафтно-геохимических исследований как метода повышения эффективности геохимических съемок. Практика показывает, что опыт проведения последних, накопленный в пределах одной территории, нельзя автоматически переносить на другие районы. Результативность геохимических методов поисков (как никаких других методов) зависит от учета конкретных условий исследуемой территории (геологического строения, климата, рельефа и др.), которые называются ландшафтно-геохимическими. Выявление новых рудных месторождений на Украине в настоящее время все более усложняется. Решению этой проблемы в значительной мере должно способствовать широкое применение геохимических методов на базе предварительных ландшафтно-геохимических исследований.

**Список литературы:** 1. *Беус А. А.* Прикладная геохимия за рубежом. — В сб.: Вопросы прикладной геохимии. Киев, Вища школа, 1974, с. 29—41. 2. *Глазовская М. А.* и др. Геохимия ландшафтов и поиски полезных ископаемых на южном Урале. М., Изд-во Московского ун-та, 1961, 182 с. 3. *Левинсон А.* Введение в поисковую геохимию. М., Мир, 1976, 500 с. 4. *Мицкевич Б. Ф.* Ландшафтно-геохимические исследования как метод повышения эффективности геохимических поисков на Украине. — Геологический журнал, 1976, т. 36, № 1, с. 63—71. 5. *Мицкевич Б. Ф.* и др. Бериллий в зоне гипергенеза (растворимость и комплексобразование). Киев, Наукова думка, 1977, 216 с. 6. *Перельман А. И.* Геохимия ландшафта. М., Высшая школа, 1975, 345 с.

*B. F. Micevich, Ju. Ja. Sushchik*

#### ON PROCEDURE OF GEOCHEMICAL PROSPECTING

The reasons of low effectivity of geochemical prospecting on the Ukrainian shield are analyzed. These include an insufficient amount of studies and their procedure resulted rather in geochemical specification of crystalline rocks than in revealing the perspectives of the ore-bearing territory. The actual studies provide but a casual detection of ore bodies and their endogenic haloes. The procedure of studies which has proved to be of practical value is recommended. The starting point of the procedure are the landscape-geochemical studies and experimental work.

Е. М. КВЯТКОВСКИЙ, д-р геол.-мин. наук,  
Г. А. СТУККЕЙ, мл. науч. сотр.,  
Ленинградский горный институт

### ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ И ПОТОКОВ РАССЕЯНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КАРЕЛО-КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

Карело-Кольский регион представляет собой щит, на котором кристаллический фундамент докембрийского возраста перекрыт чехлом аллохтонных (ледниковых) отложений. Процессы распространения и таяния ледника во многом определили особенности данной территории в формировании вторичных литохимических ореолов и потоков рассеяния. В истории образования вторичных литохимических ореолов рассеяния условно можно выделить три стадии. Первая (доледниковая) заключалась в формировании коры выветривания над рудными месторождениями и образовании вторичных ореолов рассеяния предположительно смешанного (механического и солевого) генезиса. Существование в Карело-Кольском регионе доледниковой коры выветривания и наличие в ней вторичных ореолов рассеяния доказаны в работах А. В. Сидоренко [6] и В. И. Тернового [7].

На второй стадии в результате эродирующей деятельности ледника началось образование вторичных механических ореолов, источником которых служили как первичные руды, так и вторичные ореолы, сформированные на первой стадии ореолообразования. При этом, по данным ряда исследователей [1, 8], в абляционной морене сформировались шлейфообразные ледниковые ореолы, вытянутые на десятки километров от материнского источника. В локальной (донной) морене перенос рудного материала мог быть незначительным.

Третья стадия формирования вторичных ореолов рассеяния началась после отступления ледника. На участках, подверженных механической эрозии, началось образование крупноглыбовых элювио-делювиальных отложений и, следовательно, формирование вторичных механических ореолов рассеяния. Современный рыхлый чехол образовался на большей части территории в результате перемешивания неокатанных элювио-делювиальных валунов, окатанных и полуокатанных эрратических валунов и гальки и однородной супесчано-суглинистой массы явно аллохтонного (ледникового) происхождения. В последней началось формирование вторичных солевых наложенных ореолов рассеяния. Источниками образования солевых ореолов могли служить как рудные объекты, так и их вторичные механические ореолы второй и третьей стадий ореолообразования.

Наличие различных генетических типов вторичных ореолов рассеяния явилось причиной возникновения различных методик

литохимических поисков, нацеленных на обнаружение механических и солевых ореолов. На этапе рекогносцировочных поисков в данном районе не применялся валунный метод, заключающийся в картировании рудных валунов и оконтуривании механических шлейфообразных ореолов рассеяния ледникового происхождения. На этапе детальных работ наибольшее распространение получила методика литохимических поисков рудных месторождений по вторичным солевым наложенным ореолам рассеяния [4].

Вторичные солевые ореолы рассеяния образуются в результате перехода рудных элементов в подвижную форму и диффузии их по пленочным и свободным водам под действием градиента концентрации [3]. При фильтрации грунтовых вод рудные элементы, присутствующие в свободных водах, могут образовать шлейфообразные фильтрационные ореолы. Миграция по пленочным водам способствует созданию надрудных диффузионных ореолов.

Все этапы формирования вторичных солевых литохимических ореолов рассеяния (переход рудных элементов в подвижную форму, их миграция и фиксация в рыхлых образованиях) зависят от физико-химической обстановки в окружающей среде [5]. В Карело-Кольском регионе следует выделить два главных типа ландшафтов — возвышенности и болота.

Торфяно-болотные отложения, перекрывающие рыхлые образования, создают восстановительную обстановку в верхних ее горизонтах. Над сульфидными телами появляется сероводородный барьер, который приводит к образованию вторичных сульфидов большинства рудных элементов. Содержания серы в рыхлых образованиях при этом могут достигать нескольких процентов. Одновременно происходит процесс сорбции рудных элементов глинистыми частицами на пути их миграции. В результате образуются вторичные солевые надрудные ореолы рассеяния (рис. 1). Характерными их особенностями являются небольшие размеры в плане, хорошая пространственная связь с источником и достаточно полный набор рудных элементов. Отбор проб на заболоченных площадях следует производить из верхних (подторфяных) горизонтов рыхлых образований. Особо можно выделить молодые, сильно обводненные болота с неразложившейся органической массой, в которых восстановительная обстановка не создается.

На возвышенных участках (в отличие от болот) сульфидные тела не сопровождаются сероводородным барьером непосредственно над ними. Рудные объекты в этих условиях образуют подрудные и шлейфообразные сорбционные ореолы и оторванные ореолы на границах болот, в местах разгрузки грунтовых вод, несущих рудные элементы (рис. 1). Отсутствие сероводородного барьера на возвышенностях определяет большие размеры, меньшую контрастность и более значительную пространственную ра-

зобщенность ореолов различных рудных элементов по сравнению с ореолами, сформированными в болотах. Другой характерной особенностью данного типа ландшафта является сильное воздействие атмосферных вод на верхние горизонты рыхлых образований. Десорбирующее действие водородных ионов, проникающих в наносы с атмосферными водами, влечет за собой выщелачивание рудных элементов до глубин около 0,7 м. В работах Н. Ф. Майорова [2] доказано, что фиксация большинства элементов в

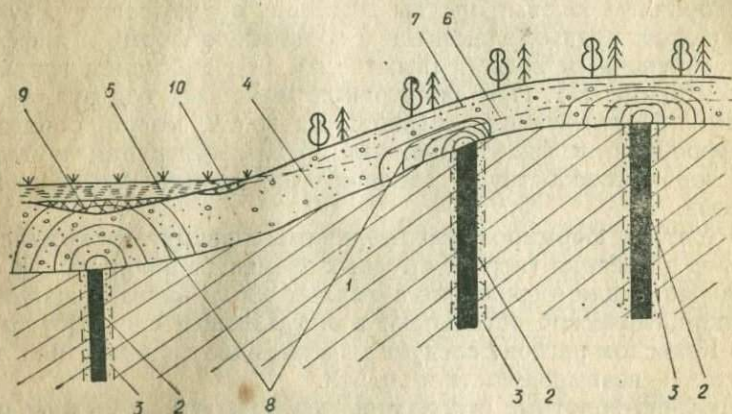


Рис. 1. Схема образования вторичных солевых надрудных ореолов рассеяния:

1 — рудовмещающие породы; 2 — рудное тело; 3 — первичный ореол рудного тела; 4 — рыхлые отложения; 5 — торфяно-болотные отложения; 6 — уровень грунтовых вод; 7 — нижняя граница зоны выщелачивания; 8 — сорбционные ореолы рассеяния; 9 — надрудный ореол рассеяния рудных элементов в форме вторичных сульфидов; 10 — оторванный ореол рассеяния рудных элементов в форме вторичных сульфидов.

рыхлых образованиях на возвышенностях происходит путем их адсорбции на природных сорбентах. Этот факт определяет необходимость отбора проб на возвышенностях с глубин более 0,7 м и использования для анализа мелкой фракции проб. Необходимо отметить, однако, что эти закономерности могут не распространяться на элементы, способные накапливаться в рыхлых образованиях в самородной (например, золото, серебро и в какой-то степени медь) или в любой другой форме, отличной от сорбированной.

Поведение золота в гипергенных условиях в областях распространения ледниковых образований в настоящее время изучено мало. Пока имеются лишь данные о том, что в этих условиях встречаются повышенные содержания золота в мелкой фракции аллохтонных образований, несмотря на слабые миграционные свойства этого элемента. Внешняя однородность опробуемой при поисках песчано-глинистой массы и отсутствие в большинстве случаев переходных к валунам форм (дресвяных) указывают на

хорошее перемешивание в процессе ее формирования. Отсюда следует, что механические ореолы рассеяния золота в мелкой фракции должны быть сильно разубожены и вряд ли зафиксируются современными методами анализа. Таким образом, наблюдаемые повышенные содержания золота в мелкой фракции рыхлых образований данного района могут являться либо солевыми ореолами рассеяния золотосодержащих объектов, либо безрудными аномалиями. Возможной причиной безрудной аккумуляции золота может быть, во-первых, остаточное обогащение первично рассеянного золота на участках промывного режима и, во-вторых, концентрация золота из фоновых содержаний в самородной форме на спонтанно образованных центрах кристаллизации. С этой точки зрения определенный интерес представляет выяснение формы нахождения золота в фоновых распределениях.

Два главных типа ландшафтов, упомянутые выше, в свою очередь подразделяются на более мелкие типоморфные единицы. Торфяные болота можно условно подразделить на застойные и проточные, расположенные в руслах крупных водотоков. В проточных болотах иногда наблюдается смещение вторичного ореола от рудного тела в направлении движения грунтовых вод. Возвышенности делятся на водоразделы и пологие (менее  $10^\circ$ ) склоны, где развиваются преимущественно надрудные ореолы, и крутые (более  $10^\circ$ ) склоны, для которых характерно появление шлейфообразных и оторванных ореолов.

Интенсивность процесса формирования солевых ореолов на возвышенностях в значительной степени зависит от влагонасыщенности моренных отложений. Участки с глубоким (больше глубины отбора проб) залеганием грунтовых вод менее благоприятны для литохимических поисков по вторичным солевым ореолам рассеяния. На крутых склонах возможно сильное ослабление ореолов рассеяния рудных элементов выше уровня грунтовых вод. В этом случае они будут формироваться в нижних частях склона, при приближении грунтовых вод к опробуемому горизонту. Положение пробы относительно уровня грунтовых вод можно ориентировочно определять по их влажности.

Мелкая фракция проб с малым ее выходом (пески, супеси) при прочих равных условиях более обогащена рудными элементами по сравнению с глинистыми и суглинистыми пробами. Причиной этой закономерности может явиться увеличение плотности сорбции рудных элементов при уменьшении суммарной сорбирующей поверхности или уменьшение в песчаных пробах объема пленочных вод, что приводит к увеличению концентрации элементов в них. В любом случае смена глинистых отложений песчанистыми в направлении диффузии рудных элементов является сорбционным барьером.

Среди прочих факторов, влияющих на интенсивность вторичных литохимических ореолов на глубине отбора проб, можно отметить мощность аллохтонных образований. В зонах распрост-

ранения ледниковых отложений мощностью более 20 м чувствительность современных методов анализа может оказаться недостаточной для обнаружения вторичного ореола рассеяния промышленного месторождения.

Характеристика подстилающих (основные и ультраосновные, кислые и средние, щелочные, карбонатные и т. д.) пород оказывает влияние на физико-химические показатели среды, определяет концентрацию коллоидов кремнезема, гидроокислов железа, марганца и других сорбентов.

Особое место при проведении литохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния занимают участки распространения

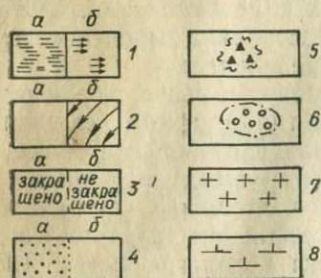


Рис. 2. Вариант легенды к ландшафтной карте масштаба 1 : 10 000—1 : 25 000:

1 — болота застойные (а) и проточные (б); 2 — возвышенности, пологие (а) и крутые склоны (б); 3 — участки отбора проб выше (а) и ниже (б) уровня грунтовых вод; 4 — участки песчаных и супесчаных (а) и глинистых и суглинистых (б) проб; 5 — участки распространения автохтонных образований; 6 — участки распространения аллювиальных образований повышенной мощности (более 20 м); 7 — породы кислого и среднего состава; 8 — породы основного и ультраосновного состава.

мелкозернистых элювио-делювиальных отложений (кор выветривания). Методика отбора, обработки, анализа проб и интерпретации на таких участках может существенно отличаться от описанной выше.

Таким образом, на этапе детальных литохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния существенную роль при увязке разобщенных в плане ореолов различных рудных элементов, оценке фоновых и минимально аномальных содержаний и интерпретации полученных результатов могут оказать ландшафтные карты, которые должны составляться в масштабе поисков с учетом всех перечисленных факторов. Один из возможных вариантов легенды к ландшафтной карте масштаба 1:10 000 — 1:25 000 приведен на рис. 2.

Элементы, выносимые из вторичных ореолов, способны создавать литохимические потоки рассеяния в аллювиальных отложениях. Последние представляют собой, главным образом, перемытую и переотложенную морену. Возможны две формы миграции рудных элементов в потоках — механическая и солевая. Солевая миграция может осуществляться в виде истинных и коллоидных растворов и комплексных ионов, завершается она созданием аномальных содержаний рудных элементов на различных геохимических барьерах. Принимая во внимание разобщенность аномалий различных рудных элементов и их приуроченность к определенным барьерам, можно считать, что аномальные содержания в потоках создаются в большинстве случаев элементами, прошедшими солевую форму рассеяния.

В данном районе для потоков рассеяния наиболее ярко выражены три вида барьеров: сорбционный, восстановительный и окислительный. Сорбция рудных элементов осуществляется глинистыми частицами, коллоидами кремнезема, органическим веществом, гидроокислами железа и марганца. Сорбционный барьер наиболее трудно картируется, и для его выявления необходимо тщательно изучить опробуемый материал (гранулометрический состав, количество органического вещества в пробе и т. п.).

Восстановительный барьер соответствует заболоченным участкам потоков. В восстановительной обстановке подвижность элементов резко падает в результате образования вторичных сульфидов. При этом создаются контрастные оторванные потоки небольшой длины. Применяемое нередко на практике разрежение шага отбора на заболоченных участках водотоков по этой причине является недопустимым.

На окислительном барьере происходит выпадение гидроокислов железа и марганца, являющихся емким сорбентом для многих рудных элементов. Таким образом, окислительный барьер совмещается с сорбционным.

Картирование окислительного барьера осуществляется путем определения содержания марганца при анализе проб. Следует отметить, что интенсивность сорбции различных элементов на гидроокислах железа и марганца различна, что является причиной нарушения соотношений между рудными элементами на окислительном барьере. В настоящее время сделана попытка получения поправочных коэффициентов для выяснения истинных соотношений между рудными элементами в потоках, однако результаты имеют предварительный характер и здесь не приводятся.

Влияние на миграцию элементов в потоках может оказывать и кислый барьер в результате выпадения на нем коллоидов кремнезема, сорбировавших рудные элементы, но существование этого барьера в данном районе пока не доказано.

Картирование геохимических барьеров при проведении поисков по потокам рассеяния позволяет дать более правильное представление о природе источника аномалии и его местоположении.

**Список литературы:** 1. Дрейманис А. Геохимические поиски меди, свинца и цинка в районах оледенения Восточной Канады.— Труды XXI международного конгресса, 1964, вып. 3, с. 23—25. 2. Майоров Н. Ф. О выборе фракции моренных отложений для анализа при литогеохимической съемке.— Записки ЛГИ, 1966, т. 51, вып. 2, с. 62—65. 3. Майоров Н. Ф. О восходящей миграции никеля и меди при формировании солевых ореолов в условиях моренных отложений.— Записки ЛГИ, 1969, т. 56, вып. 2, с. 56—61. 4. Майоров Н. Ф. Методика поисков медно-никелевых руд месторождений по наложенным солевым ореолам рассеяния в моренных отложениях на Кольском полуострове.— В сб.: Литохимические поиски рудных месторождений. Л., 1972, с. 121—124. 5. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., Высшая школа, 1966, 392 с. 6. Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1958, 108 с. 7. Терновой В. И. и др. Геология и разведка Ковдорского вермикулитового месторождения. Л., Недра, 1969, 287 с. 8. Karanne L. K. Geochemical prospecting in glacial terrain.— Bull. commiss. geol. of Finland. 1959, № 184, p. 5—9.

PECULIARITIES OF FORMING OF LITOCHEMICAL DISPERSION  
PATTERNS AND STREAMS ORE DEPOSITS  
IN KARELO-KOLSKIJ REGION

Ore bodies in glacial terrain are accompanied by secondary dispersion patterns and streams, which are formed by virtue of elements migration in solution state. The conditions of forming of dispersion patterns and streams are illustrated by landform maps, the composition of which can render help in the geological interpretation of geochemical anomalies.

УДК 550.4.001

М. И. ТОЛСТОЙ, д-р геол.-мин наук,  
Г. Г. ПАВЛОВ, мл. науч. сотр.,  
Киевский университет

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ  
ГРАНИТОИДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ШИТА

Своеобразие генетических и металлогенетических особенностей гранитоидных образований северо-западной части Украинского шита неоднократно подчеркивалось его исследователями [1, 2, 4—9, 10—16, 18—20]. К настоящему времени в ряде работ [3, 12, 13, 14] накоплен и обобщен материал по характеристике состава разнообразных кристаллических пород рассматриваемой территории. В этих исследованиях наибольшую ценность представляют минералого-петрографические и петрохимические данные, характеризующиеся относительно большой объективностью. Достоверность же сведений об элементарном составе пород неодинакова прежде всего из-за разной геологической и статистической представительности исходных данных, различия методик опробования и обработки каменного материала, несопоставимости используемых методов анализа проб. В связи с этим значительно возрастает ценность систематических комплексных петрогеохимических исследований главных петротипов пород, развитых в пределах отдельных регионов. Описанию результатов именно таких исследований и посвящена настоящая статья.

Работы по систематическому петрогеохимическому изучению гранитоидных образований являлись частью более широкой программы комплексного изучения состава и физических свойств главных петротипов кристаллических пород северо-западной части Украинского шита, выполненной проблемной лабораторией физико-химических исследований горных пород Киевского университета в 1972—1975 гг. Несомненным достоинством этих работ является следующее: тщательный геологически обоснован-

ный выбор объектов исследований, согласованный с заинтересованными организациями и ведущими специалистами в данном регионе; всестороннее изучение структурно-геологических и геофизических особенностей объектов наряду с изучением состава и физических свойств слагающих их пород; опробование геологических объектов по единой методике, обоснованной специальными опытно-методическими работами [15—17]; комплексный характер изучения состава и физических свойств пород (определялись петрохимические, минералого-петрографические, состав элементов-примесей, плотностные, упругие, емкостные, теплофизические, магнитные, радиоактивные характеристики); единообразие средств и методов анализа проб, их высокая чувствительность, точность, достоверность; унификация обработки и анализа полученной количественной информации с использованием соответствующих программ ЭВМ.

Ниже приведена характеристика геологической позиции и состава исследуемых образований по основным структурно-тектоническим блокам в пределах северо-западной части Украинского щита.

**Новоград-Волинский тектонический блок.** Наиболее широко распространены здесь породы мигматит-гранитовой и гранитовой формаций и плагиоклаз-микроклиновые граниты и мигматиты протогеосинклинального этапа развития земной коры. По общему мнению, эти породы сформировались в результате метаморфизма терригенных формаций нижнего протерозоя в амфиболитовых фациях.

Гранитами и гранодиоритами перечисленных формаций сложены небольшие массивы и купола, залегающие в гнейсо-мигматитовой толще. Они вскрыты карьерами в районе городов Городница, Александровка, Новоград-Волинский, Полонное, Курчицы и Каменный Брод и в естественных выходах обнажаются по р. Случь и ее притокам. Макроскопически — это серые мелко- и среднезернистые гнейсоватые или массивные равномернозернистые породы серого, буровато-серого цвета с зеленоватым или розовым оттенком. Микроструктура их характеризуется комбинациями гранитобластовой, порфиробластовой, гранобластовой и микропйкилобластовой структур. Минеральный состав основных разновидностей этих пород дан в табл. I. В гранитах четко выявляется зависимость размеров, формы минеральных зерен и соотношений между ними от степени ультраметаморфизма. Гранодиоритам, в отличие от гранитов, часто свойственны признаки диафторизированных диоритов.

К подформации нерасчлененных по субстрату плагиоклаз-микроклиновых гранитов в пределах блока относятся известные мухаревские и новоград-волинские граниты. Они слагают три небольших массива в поле развития гнейсов и мигматитов кировоградско-житомирского комплекса. Граниты, как правило, серые, серовато-бурые, красновато-бурые и буровато-розовые с порфи-

Таблица 1. Минералогический состав гранитоидных

Структурно- тектоническая зона	Разновидность пород	Содержания минералов,		
		Микроклин	Плагиоклаз	Кварц
I	1	26—39	12—30	23—43
	2	18—26	43—48	12—20
	3	29—63	12—32	13—42
	4	40—45	30—36	20—25
II	5	37—43	20—25	30—40
	6	15—45	30—43	18—33
	7	10—23	38—68	9—25
III	8	49—52	0—8	20—33
	9	35—55	15—30	17—25
	10	53—74	2—22	21—33
	11	35—59	15—24	16—28
	12	51—55	6—9	34—35
	13	58,7	3,3	37,3
IV	14	35—40	20—36	22—31
	15	45—65	5—10	25—40
	16	44—60	1—10	25—45
	17			
	18	53—65	3—8	25—35

Примечание. I — Новоград-Волинский блок: 1 — граниты житомирнито новоград-волинские. II — Осницкий блок: 5 — граниты мелко- и средне-Коростенский блок: 8 — гранит-порфиры дивлинские; 9 — граниты рапакиви; мелко- и среднезернистые мелкоовоидные; 12 — то же, среднезернистые мелко-14 — граниты устиновские; 15 — граниты львовковские; 16 — граниты сырни-

ровидным трахитоидным, слабополосчатым или массивным сложением. Микроструктура образована сочетанием гранитовой, порфиробластовой, бластокластической и гранобластовой зубча-

образований северо-западной части Украинского щита

об. %			Акцессорные минералы
Амфибол	Би тит	Мусковит	
— 5—13 —	3—15 13—16	до 5 — 5—13	Апатит, циркон, магнетит, ильменит, пирит, сфен, рутил Циркон, апатит, сфен, флюорит, монацит, магнетит, рутил (до 1,5 %) Апатит, циркон, ильменит, рутил, магнетит
— — 7—9	— 1—16	1—6 —	Апатит, циркон, сфен, магнетит, ильменит Апатит, циркон, сфен, рутил, магнетит, ильменит, пирит Сфен до 6%, апатит, монацит, рутил, магнетит, ильменит, пирит
0—7 3—4 0—2 1—16 1—3 —	0—4 +оливин 0—3 2—7 1—2 0,2	— Оливин, ре-икты — —	Магнетит, ильменит, апатит, малакон Магнетит, ильменит, флюорит, апатит, циркон, ортит, сфен Флюорит, апатит, циркон, магнетит, ильменит Циркон, апатит, ортит, флюорит, магнетит, ильменит Циркон, флюорит, ортит, магнетит, ильменит Циркон, флюорит, касситерит
— ед. зн. —	0,5—3 1—3 до 2	—	Циркон, циртолит, апатит, касситерит, монацит, флюорит, ильменит, пирит, магнетит, молибденит Магнетит, циркон, флюорит, малакон, торит, ортит, оранжит, молибденит, пирит, ильменит Циркон, флюорит, малакон, торит, оранжит, ортит, магнетит, пирит, ильменит Фенакит, флюорит, циртолит, торит, касситерит, бастнезит, молибденит, магнетит, колумбит и др.
	Сидерофиллит		

ские; 2 — гранодиориты кировоградские; 3 — граниты мухареvские; 4 — гра- зернистые, 6 — граниты средне- и крупнозернистые, 7 — гранодиориты. III — 10 — граниты рапакиvподобные крупнозернистые безовидные; 11 — то же, овоидные; 13 — граниты лезниковские [13]. IV — Сущано-Пержанская зона: цкие; 17 — граниты хочинские; 18 — граниты пержанские [2].

той структур. Минералогический состав их изменчив и колеблет- ся в значительных пределах (табл. 1). В центральных частях мас- сивов, в участках наиболее насыщенных останцами и ксенолита-

ми вмещающих гнейсов и мигматитов, наблюдается изменение в характере морфологии и состава основных породообразующих минералов.

Неясное положение в гранитоидах этой подформации занимают лейкократовые массивные неравнозернистые граниты Новоград-Волынского массива. Минералогический состав их гораздо более выдержан (табл. 1). Микроструктура пород гипидноморфнозернистая при характерном резко выраженном идиоморфизме кварца.

Петрохимические особенности рассматриваемых типов гранитоидов приведены в табл. 2, из которой следует, что для гранитов мигматит-гранитовой и гранитовой формаций характерен избыток глинозема и относительно низкие содержания магния, алюминия здесь в значительных количествах входит в состав слюд — мусковита и биотита. Гранодиориты же более магниезальны и титанисты. Породы плагиоклаз-микроклиновой подформации образуют две группы — богатые и умеренно богатые щелочами (порфириовидные граниты апикальных частей массивов). Породы первой группы пересыщены глиноземом, относительно слабо магниезальны и более щелочны, а второй — относительно более титанисты. Следует отметить, что по соотношениям глиноземистости, известковистости, железистости и магниезальности породы мигматит-гранитовой формации и подформации плагиоминоклиновых гранитов составляют единый ряд. Отличие в химизме этих пород заключается главным образом в различном поведении щелочей.

Оценки средних содержаний элементов-примесей в исследуемых гранитоидах приведены в табл. 3. По содержанию примесей группы железа (группа *F*), редких элементов (группа *R*) и редких щелочей (группа *S*) гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса отличаются от гранитоидов мухареvских и новоград-волыньских. Однако для всех пород достаточно четко устанавливается сквозная специализация по ряду элементов: положительная по лантану, церию, цирконию и отрицательная — по иттрию, бериллию, менее четко по барию и галлию. Что касается потенциальной металлоносности рассматриваемых пород, то обращает на себя внимание значимое превышение над кларком содержаний ниобия, лантана, свинца в новоград-волыньских гранитах.

**Осницкий тектонический блок.** В наиболее доступной и изученной части Осницкого блока, между с. Рокитное, ст. Клесов и с. Ясногорка, наибольшим распространением среди кислых ультраметаморфических и интрузивных пород габбро-диорит-гранитовой формации пользуются гранодиориты и граниты, образующие отдельные массивы и тела в породах клесовской метаморфической серии.

Гранодиориты представляют собой серую, буровато-серую средне- и крупнозернистую неравнозернистую массивную

Таблица 2. Химический состав гранитоидных образований северо-западной части Украинского щита

Структурно-тектоническая зона	Разновидность гранитоидов	Содержание окислов, вес. %													
		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	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Σ
I	1 (7)	68,83	0,37	15,46	1,10	2,21	0,03	1,12	1,83	3,52	4,11	0,34	0,04	0,74	99,70
	2 (11)	63,11	0,43	16,37	3,30	3,15	0,07	2,50	4,12	3,47	3,00	0,25	0,11	1,09	100,97
	3 (5)	70,00	0,42	14,62	1,19	1,93	0,04	1,0	1,60	3,69	4,27	0,23	0,06	0,64	90,69
	4 (5)	72,74	0,16	13,80	1,02	1,17	0,03	0,57	1,10	3,55	4,88	0,20	0,11	0,65	99,24
II	5 (4)	74,17	0,20	13,46	1,11	0,73	0,02	0,44	0,92	2,88	5,30	0,05	0,42	0,63	100,33
	6 (5)	70,17	0,32	15,13	1,20	1,33	0,03	0,68	1,94	3,87	4,28	0,10	0,27	0,33	99,95
	7 (8)	61,92	0,61	18,26	2,49	2,51	0,07	1,76	3,62	3,63	3,69	0,23	0,32	0,52	99,63
III	8 (4)	67,36	0,92	13,49	2,25	4,04	0,02	1,43	2,45	3,14	3,06	0,26	0,3	1,16	99,88
	9 (28)	70,66	0,20	13,61	1,19	2,60	0,1	0,26	1,79	3,30	5,56	0,62	0,38	0,27	100,47
	10 (6)	74,24	0,22	12,18	0,66	2,20	0,52	0,60	1,08	2,85	4,92	0,03	0,08	0,57	100,15
	11 (6)	74,64	0,57	11,78	1,08	2,17	0,04	0,29	0,78	3,22	4,99	0,04	0,06	0,47	100,06
	12 (6)	72,85	0,22	13,26	0,99	2,01	0,02	0,21	1,0	3,24	5,53	0,06	0,54	0,22	100,17
	13 (5)	73,77	0,17	12,81	0,99	1,76	0,03	0,55	1,45	3,40	4,74	0,05	0,16	0,66	100,34
IV	14 (4)	74,38	0,05	13,61	0,84	0,96	0,05	0,48	0,61	3,35	4,29	0,08	0,13	0,58	99,41
	15 (5)	74,39	0,28	11,82	1,63	1,42	0,04	0,28	0,72	3,19	5,73	0,02	—	0,36	99,88
	16 (3)	72,56	0,32	12,27	1,24	2,54	0,04	0,29	0,76	3,58	5,67	0,04	—	0,72	100,03
	17 (6)	73,56	0,20	12,92	1,65	2,0	0,02	0,32	0,41	3,69	3,66	0,04	—	0,12	98,59
	18 (77)	75,08	0,16	11,8	1,07	1,71	0,03	0,20	0,61	3,78	4,71	0,02	—	0,34	99,51

Примечание. Обозначения разновидностей гранитоидов в пределах блоков соответствуют табл. 1. В скобках для каждой разновидности гранитов приведено количество анализов, по которым вычислен средний химический состав.

Таблица 3. Оценка средних содержаний образований северо-западной

Химический элемент	Новоград-Волынский блок					Осницкий блок				Коро-
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
Титан	2670 1,2	3260 1,42	3387 1,47	1400 0,61	1460 0,6	2740 1,2	3610 1,6	2490 1,1		
Хром	28,3 1,13	80 3,2	18,5 0,74	16,4 0,66	17 0,7	14 0,6	28 1,1	41 1,6		
Кобальт	7,97 1,59	17,9 3,59	5,9 1,18	4,9 0,98	4 0,8	6 1,1	10 2	8 1,7		
Никель	12,0 1,4	36 4,5	8 1	5 0,6	5 0,6	5 0,6	9 1,2	7 0,8		
Ванадий	42,0 1,0	120 3	19 0,5	15 0,4	10 0,2	31 0,8	80 2	23 0,6		
Группа F	б	1,2	3,1	1,0	0,6	0,6	0,9	1,6	1,2	
Цинк	65,0 1,1	66 1,1	50 0,8	29 0,5	29 0,5	42 0,7	78 1,3	69 1,2		
Свинец	19,0 0,9	12 0,6	16 0,8	30 1,5	13 0,6	14 0,7	10 0,5	23 1,2		
Серебро	0,06 1,2	0,07 1,4	0,05 1,0	0,05 1,0	0,04 0,8	0,04 0,9	0,05 1,1	0,06 1,2		
Группа C	б	1,1	1,0	0,9	1,0	0,6	0,8	1,0	1,2	
Лантан	99,0 1,6	74 1,2	78 1,3	171 2,8	60 1,0	90 1,5	80 1,3	89 1,5		
Церий	176,0 1,8	162 1,6	203 2	173 1,7	128 1,3	162 1,6	168 1,7	160 1,6		
Иттрий	18,0 0,5	18,0 0,5	24 0,7	21 0,6	16 0,5	27 0,8	20 0,6	45 1,3		
Цирконий	535 2,6	265 1,3	501 2,5	493 2,5	280 1,4	340 1,7	310 1,4	522 2,6		
Группа M	б	1,6	1,2	1,6	1,9	1,0	1,4	1,3	1,8	
Галлий	20,0 1,0	18 0,9	17 0,9	16 0,8	12 0,6	15 0,7	18 0,9	19 0,9		

химических элементов для гранитоидных части Украинского щита

стенский блок					Суцано-Пержавская зона				
а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
1930 0,8	1500 0,6	1730 0,8	2660 1,2	1180 0,5	1450 0,6	1820 0,8	1780 0,8	2050 0,9	1005 0,4
19 0,7	23 0,9	18 0,7	17 0,7	23 0,9	18,0 0,7	17 0,7	12 0,5	14 0,6	15 0,6
6 1,2	4 0,8	4 0,9	6 1,2	2 0,5	5 1,0	4 0,9	6 1,1	6 1,1	6 1,1
7 0,8	5 0,6	4 0,5	9 1,2	6 0,8	4 0,5	5 0,6	4 0,5	4 0,5	4 0,5
9 0,2	5 0,1	8 0,2	10 0,2	2 0,1	14 0,3	5 0,1	4 0,1	3 0,1	6 0,1
0,8	0,6	0,6	0,9	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
119 2,0	68 1,1	78 1,3	77 1,3	156 2,6	24 0,4	143 2,4	98 1,6	114 1,9	255 4,2
23 1,2	27 1,3	20 1,0	16 0,8	34 1,7	13 0,7	44 2,2	22 1,1	30 1,5	45 2,2
0,07 1,4	0,05 1,0	0,05 1,0	0,04 0,8	0,02 0,4	0,04 0,8	0,15 3,0	0,1 2,0	0,06 1,2	0,1 2,2
1,5	1,2	1,1	1,0	1,6	0,6	2,5	1,6	1,5	2,9
114 1,9	167 2,8	82 1,3	89 1,5	378 6,3	43 0,7	221 3,7	154 2,6	69 1,2	378 6,3
200 2,0	219 2,2	138 1,4	169 1,7	278 2,8	101 1,0	249 2,5	177 1,8	351 3,5	257 2,6
39 1,1	76 2,2	36 1,1	36 1,1	150 4,4	19 0,6	184 5,4	50 1,5	107 3,1	529 15,6
241 1,2	365 1,8	316 1,6	261 1,3	543 2,7	280 1,4	614 3,1	436 2,2	719 3,6	736 3,7
1,6	2,2	1,4	1,4	4,1	0,9	3,7	2,0	2,8	7,0
22 1,1	20 1,0	18 0,9	20 1,0	27 1,4	13 0,6	33 1,7	21 1,1	28 1,4	36 1,8

Химический элемент		Новоград-Вольнский блок				Осицкий блок			Коро-	
Германий	а	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1	1	1	
	б	0,9	1,0	0,9	1,0	0,9	0,9	0,9	1	
Барий	а	630	780	720	350	370	780	1220	580	
	б	0,8	0,9	0,9	0,4	0,4	0,9	1,5	0,7	
Группа T'	б	0,9	0,9	0,9	0,7	0,6	0,9	1,1	0,8	
Олово	а	1,6	3,3	4,5	2,4	1,8	2,4	2,4	4,8	
	б	0,5	1,1	1,5	0,8	0,6	0,8	0,8	1,6	
Бериллий	а	2	2	2	5	1,0	2	2	3	
	б	0,3	0,4	0,4	0,9	0,2	0,4	0,4	0,6	
Ниобий	а	14,0	15	38	72	16	16	15	21	
	б	0,7	0,7	1,9	3,6	0,8	0,8	0,8	1,0	
Группа R	б	0,5	0,7	0,9	1,8	0,5	0,6	0,6	1,1	
Литий	а	64	76	40	45	14	25	27	20	
	б	1,6	1,9	1,0	1,1	0,4	0,6	0,7	0,5	
Рубидий	а	245	229	213	282	177	173	103	227	
	б	1,2	1,2	1,1	1,4	0,9	0,9	0,5	1,1	
Цезий	а	6	10	5	5	3	5	2	4	
	б	1,2	1,9	1,0	1,0	0,6	1,1	0,4	0,8	
Группа S		1,3	1,7	1,6	1,1	0,60	0,9	0,5	0,8	
F/R		2,4	4,2	1,0	0,3	1,1	1,3	2,4	1,1	
F/C		0,9	3	1,1	0,6	0,9	1,1	1,6	1,0	
C/R		2,1	1,4	0,9	0,6	1,2	1,2	1,5	1,1	

Примечание. Обозначения разновидностей гранитоидов (1—18) в пре-  
дены фактическая оценка содержания в г/т (а) и кларк концентрации (б).

породу, окраска которой обусловлена цветовой гаммой породооб-  
разующих минералов — белесым кварцем, зеленовато-белым  
или сероватым плагиоклазом и буровато-розовым калишпатом.  
Микроструктура пород пойкилобластовая, порфириобластовая, с  
участками грано-и гломеробластовой. По минеральному составу  
(табл. 1) они образуют непрерывный переход от гранитов к квар-  
цевому габбро и сенитодноритам.

стенский блок					Суцано-Пержанская зона				
1,0	1	1	1	1	1,0	1	1	1	3
1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	1,0	0,9	0,9	1,8
690	540	500	620	260	500	538	512	463	573
0,8	0,6	0,6	0,8	0,3	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7
1,0	0,9	0,8	0,9	0,9	0,7	1,1	0,9	1,0	1,4
5,3	6,3	6	4,9	12,8	3,9	33,7	19,1	23,3	60
1,8	2,1	2,1	1,6	4,3	1,3	11,2	6,4	7,8	20
3	5	3	5	5	2	5	5	4	14
0,5	0,9	0,6	1,0	0,9	0,4	1,0	1,0	0,7	2,5
20	25	17	12	100	28	334	55	134	272
1,0	1,2	0,8	0,6	5,0	1,4	16,7	2,8	6,7	13,6
1,1	1,4	1,1	1,1	3,4	1,0	9,6	3,4	5,1	12,0
30	45	34	37	68	21	2	27	23,2	292
0,8	1,1	0,8	0,9	1,7	0,5	0,1	0,7	0,6	7,3
196	280	252	248	440	183	447	309	256	799
1,0	1,4	1,3	1,2	2,2	0,9	2,2	1,5	1,3	4,0
1	4	4		3	1	6	4	3	14
0,3	0,7	0,8		0,6	0,1	1,1	0,8	0,5	2,8
0,7	1,1	1,0	0,7	1,5	0,5	1,2	1,0	0,8	4,7
0,7	0,4	0,5	0,8	0,2	0,6	0,1	0,2	0,1	0,1
0,5	0,5	0,6	0,9	0,3	1,0	0,2	0,4	0,4	0,2
1,4	0,8	0,9	0,9	0,4	0,6	0,3	0,5	0,3	0,2

делах блоков соответствуют табл. 1; для каждого химического элемента приве-

Среди гранитов ведущее значение принадлежит двум разно-  
стям: средне-, крупнозернистым и мелко-, среднезернистым. Сред-  
не и крупнозернистые граниты представляют собой массивные,  
часто порфириовидные породы, относящиеся к группе темноокра-  
шенных плагиоклаз-микроклиновых гранитов. В составе пород —  
микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит (табл. 1), среди акцессо-  
риев преобладают апатит, циркон, сфен, рутил, магнетит, ильме-

нит, пирит. Ведущими структурами пород являются гетеробластовая, бластогранитовая, порфиробластовая, пойкилобластовая с незначительным развитием динамобластовой и др. Граниты мелко- и среднезернистые объединяют группу биотитовых существенно микроклиновых лейкократовых пород (табл. 1) массивного сложения. Окраска породы светлая в серовато-розовых и буроватых тонах. Микроструктура гетеробластовая, бластогранитовая, порфиробластовая с элементами микропойкилобластовой.

Перечисленные породы вместе с образованиями клесовской серии и габброидами создают пеструю мозаичную картину строения Осницкого блока. Она обусловлена, с одной стороны, пласто- или линзобразным пологим залеганием большинства магматических и ультраметаморфических пород, с другой, сложным тектоническим строением региона. Наблюдениями устанавливается приуроченность массивов или полей развития гранодиоритов к контактовым зонам габбро и диоритов с гранитами осницкого комплекса. Наличие в гранодиоритах большого количества ксенолитов или останцев диоритов может свидетельствовать об образовании их путем метасоматического замещения.

Мелко- и среднезернистые граниты, по облику очень похожие на лептиты, слагают незначительные по размеру штоки, дайки, массивы или пластообразные залежи среди пород клесовской серии и образований осницкого комплекса, часто образуя с последними четкие взаимопроникающие крутопадающие контакты. В зонах субширотных разломов эти граниты интенсивно будинированы и инъецированы аплитно-пегматоидным материалом сходного состава. Граниты средне- и крупнозернистые нередко связаны постепенными переходами с мелкозернистыми разностями, часто приурочиваясь к областям контактов последних с гранодиоритами или габброидами.

По химическим особенностям (табл. 2) гранитоиды габбродиорит-гранитной формации образуют две группы. К первой относятся мелко- и среднезернистые, а также средне- и крупнозернистые граниты, характеризующиеся повышенным количеством избыточного глинозема и относительно низкой магнезиальностью. Для пород этой группы наблюдается направленное изменение химического состава от мелко- до крупнозернистых разностей. Вторую группу составляют гранодиориты, незначительно пересыщенные глиноземом. Количество аноритовой извести для них также значительно. При этом в породах возрастает относительная роль натрия. По сравнению со средними химическими составами магматических пород по Р. Дели граниты габбро-диорит-гранитовой формации в большой степени пересыщены глиноземом и несколько более магнезиальны, несмотря на довольно высокую относительную железистость, которая увеличивается в ряду от гранодиоритов к мелкозернистым гранитам. В том же направлении увеличивается степень окисленности железа и убывает общий показатель титанистости пород.

Распространенность химических элементов в рассматриваемых породах иллюстрируется табл. 3. Отмеченное по общему химическому составу деление исследуемых гранитоидов на две группы находит свое подтверждение и по распределению примесей группы железа, цветных элементов и редких щелочей. В гранодиоритах относительно повышено содержание титана, кобальта, ванадия, цинка, бария и понижено — рубидия, цезия. Устанавливается определенная аналогия в распределении редких и рассеянных элементов между гранодиоритами Осницкого блока и породами кировоградско-житомирского комплекса Новоград-Волынского блока: с одной стороны, между мелко-среднезернистыми гранитами Осницкого блока и мухаревскими, а с другой — между среднекрупнозернистыми и новоград-волыньскими гранитами.

**Коростенский тектонический блок.** В строении блока участвуют породы протоорогенной группы формаций, в основном это гранитоиды формации габбро-анортозит-рапакиви: гранит-порфиры, граниты рапакиви, граниты рапакивиподобные, граниты лезниковские. Они слагают овальный в плане Коростенский плутон и генетически тесно связаны между собой. Граниты рапакиви образуют при этом небольшой массив в юго-восточной части плутона (район г. Малина, Гуты Потиевской и др.), а рапакивиподобными разностями сложена вся его территория между гнейсомигматитовой рамой и массивами основных пород. Они образуют мозаичное поле чередующихся фаций, различающихся между собой по структурам и соотношению амфибола и биотита. Биотитовые среднезернистые граниты слагают небольшой, порядка 45 км<sup>2</sup>, массив в южной части плутона. Они петрографически однородны и только в краевых частях приобретают облик гибридизированных пород. Наиболее поздними образованиями Коростенского плутона являются гранит-порфиры типа «дивлинских». Эти породы слагают дайки и небольшие тела по тектоническим зонам в рапакиви и рапакивиподобных гранитах, часто ассоциируют с жильными основными породами и нередко насыщены их ксенолитами.

По преобладающему в настоящее время мнению большинство разновидностей гранитоидов этой формации внедрилось в одну интрузивную фазу и представляет собой фации апикальных, краевых или центральных частей интрузии. Исключение составляют лезниковские граниты, которые, по мнению Ю. Ю. Юрка, образовались в одну из последних фаз становления плутона.

Гранит-порфиры типа «дивлинских» — это серые, розовато-серые до темно-серого цвета мелкозернистые породы массивного сложения. Микроструктура их порфировидная, пойкилитовая с элементами гранулитовой, микропегматитовой и гранофировой. Данные о соотношениях породообразующих минералов в них приведены в табл. 1. Граниты рапакиви имеют серовато-зеленую, бурю и розовато-серую окраску, текстура их массивная, а струк-

тура крупнозернистая, овоидная и порфиroidная. Граниты рапакивиподобные крупнозернистые, порфиroidные, преимущественно безовоидные представляют собой породы зеленовато-бурой, розовато-бурой, бурой окраски и массивного сложения. Микроструктура их гранитовая, микропегматитовая, порфиroidная. Мелко- и среднезернистые с редкими овоидами разности этих гранитов имеют розовато-серую и розовую окраску, массивное сложение и порфиroidную пегматоидную гипидноморфнозернистую структуру. В их состав входит микроклин и ортоклаз, плагиоклаз, кварц, биотит, амфибол, а из акцессорных минералов — циркон, апатит, ортит, флюорит, ильменит, магнетит (табл. 1). Облик среднезернистых мелкоовоидных гранитов характеризуется широким развитием гранофиroidных и микропегматитовых структур. Главные минералы: кварц, альбит-олигоклаз, микроклин-пертит (табл. 1). Граниты среднезернистые биотитовые лезниковские обладают красновато-бурым цветом, массивной и полосчатой текстурой. Минеральный состав их приведен в табл. 1. По его особенностям и характеру акцессорной минерализации лезниковские граниты сопоставляются либо с пержанскими, либо с каменногильскими гранитами. Взаимоотношения его с вмещающими породами окончательно не установлены, однако известно, что эндоконтатные фации насыщены ксенолитами порфиритов, диабазов, диорит-порфиритов.

Отличительной особенностью гранитов формации габбро-анортозитов-рапакиви является их высокая железистость (табл. 2), отмечаемая всеми исследователями Коростенского плутона. По химизму все гранитоиды плутона тесно связаны. Наблюдаются незначительные изменения соотношений главных компонентов от краевых фаций к центральным и от начальных — к более поздним в сторону относительного уменьшения магнезиальности, увеличения щелочности и известковистости. Для гранитоидов с наиболее высокими значениями общей щелочности и низкими содержаниями анортитовой извести отмечаются наиболее высокие показатели титанистости.

Распределение химических элементов в гранитоидах коростенского комплекса приведено в табл. 3. В них понижено содержание элементов семейства железа, бария, бериллия, цезия, повышено содержание элементов группы М (лантана, церия, иттрия, циркония), олова и в меньшей мере цинка и свинца. Среди пород комплекса довольно четко выделяются лезниковские граниты по значительному повышению содержаниям цинка, свинца, лантана, церия, иттрия, циркония, олова, ниобия, лития, рубидия и понижению концентраций титана, кобальта, ванадия, серебра, бария и цезия. Это подтверждает точку зрения на отличие времени и условий формирования этих пород по сравнению с другими разновидностями пород комплекса [6]. Для гранитов Коростенского блока как и других описанных структурных блоков от-

мечается положительная специализация по лантану, церию, цирконию и отрицательная по ванадию, барью, бериллию.

**Суцано-Пержанская зона.** Эта довольно протяженная линейная зона смятия, захватывающая породы кировоградско-житомирского, осницкого и коростенского докембрийского комплексов, располагается в северо-западной окраинной части щита. Северо-западнее и юго-восточнее ее вскрываются массивы гранитоидов этапа активизации, примером которых может рассматриваться гранитный массив площадью около 130 кв. км в районе с. Устиновка.

В центральной части Суцано-Пержанской зоны расположен Пержанский массив, сложенный аляскитовыми гранитами так называемого «хочинского» и «львовского» типа, среди которых в виде линзовидных тел прослеживаются пержанские граниты. На продолжении выклинивания пержанских гранитов развиты «сырницкие» граниты со значительными проявлениями катаклаза и грейзенизации.

Гранит устиновский характеризуется лейкократовым обликом, наличием крупных порфировых выделений калишпат-пертита, кварца, полигональными скоплениями изометричных таблитчатых зерен плагиоклаза. Структура породы гипидиоморфнозернистая, в краевых зонах — оластокластическая. Состав гранитов приведен в табл. I. Львовковские граниты представляют собой розовые, серовато-розовые, буровато-красные плотные мелко- и среднезернистые массивные или слабо разгнейсованные породы, характерной особенностью которых является существенно кварц-микроклин-микропертитовый состав при слабом развитии темноцветов (табл. I). Микроструктура пород порфировидная кластическая редко гранофировая, участками вторично гранобластовая зубчатая. Сырницкие граниты близки по составу и структурам к львовковским. Структуры их порфировидные, участками гранофировые кластически, хочинские граниты представляют собой серые, розовато-серые, серовато-бурые крупнозернистые породы, часто с микропегматитовыми структурами. В зоне разлома они сильно разгнейсованы и имеют кластические гранобластовые структуры. Граниты пержанские характеризуются красной бурой, буровато-серой, желтовато-бурой окраской и гнейсоватым сложением. Структура их порфировидная, лепидогранобластовая, иногда микропегматитовая. Минеральный состав породы приведен в табл. I.

Петрохимически гранитоиды центральной части Суцано-Пержанской зоны сходны с гранитоидами Коростенского плутона, обладая более высокой степенью окисленности железа, а также повышенным содержанием глинозема, что, очевидно, связано с процессами метасоматоза и обогащением пород алюмофторидами.

Распределение химических элементов в гранитах Устиновского и Пержанского массивов приведено в табл. 3. По содержанию

элементов семейства железа (группа *F*) они мало чем отличаются от других гранитоидов докембрия. Однако, устанавливается четкая сквозная специализация для гранитов Пержанского массива по иттрию, ниобию, олову, рублидию, а также по бериллию, цирконию, церию, серебру, свинцу и цинку и отсутствие таковой для гранитоидов Устиновского массива. В связи с этим определяется аналогия в распределении редких и рассеянных элементов в устиновских и осницких гранитах с одной стороны, и образованиях Пержанского массива и Коростенского плутона, с другой.

Таким образом, для гранитоидов северо-западной части Украинского щита характерными чертами являются все особенности химизма и геохимической специализации, присущие гранитоидам докембрия щитов.

Преимущественное развитие в пределах выделяемых структурно-тектонических единиц гранитоидов одной возрастной или формационной группы определяет так называемую «блоковую специализацию». Так, для пород мигматит-гранитовой и гранитовой ультраметаморфической формации (нижний протерозой), наиболее распространенной в пределах Новоград-Волинского тектонического блока, наряду с высокой глиноземистостью и общей железистостью характерны низкие содержания практически всех химических элементов. В отличие от них более молодые гранитоиды габбро-диорит-гранитовой формации Осницкого блока характеризуются более высокой относительной железистостью и степенью его окисленности, хотя также обеднены микроэлементами. Отличительной чертой гранитоидов формации рапакиви, развитых в пределах Коростенского плутона, является самая высокая относительная железистость пород, а также богатая геохимическая специализация на широкий круг редких и рассеянных элементов. При петрохимической схожести с коростенскими образованиями породы Пержанского массива, относимые к формации плагиоклаз-микроклиновых гранитов, характеризуются максимальными для северо-западной части Украинского щита концентрациями редких и рассеянных элементов. Обогащены этими же элементами мухареvские и новоград-волинские граниты формации плагиоклаз-микроклиновых гранитов не расчлененных по субстрату, образование которых связано с этапом активизации стабилизированных участков щита.

Анализ полученных данных позволяет проследить эволюцию процессов ультраметаморфизма и магматизма от раннего до позднего протерозоя, увеличение роли относительной железистости и щелочности рассмотренных образований, а также их постепенное обогащение редкими и рассеянными элементами вплоть до образования самостоятельных месторождений. Приведенные средние содержания химических элементов в описанных типах пород позволяют правильно подойти к оценке геохимических аномалий, выявленных в них в процессе геолого-съемочных работ.

**Список литературы:** 1. *Безбородько Н. Н.* Граниты Волыни и их пегматиты.— Вестник Украинского отделения Геологической комиссии, 1929, вып. 12, с. 115—124. 2. *Безпалько Н. А.* Петрография і акцесорні мінерали гранітів та метасоматитів Північної Волині. Київ, Наукова думка, 1970, 162 с. 3. *Белевцев Я. Н. и др.* Содержание малых элементов в главнейших типах горных пород Украинского щита.— Геологический журнал, т. 36, вып. 4, с. 56—75. 4. *Гаврусевич Б. А.* К минералогии и геохимии пегматитов Волыни.— Труды минералогического музея АН СССР, 1930, т. 4, с. 97—103. 5. *Галецкий Л. С.* Геохимическая характеристика пород Сушано-Пержанской зоны.— Геохимия и рудообразование, 1974, вып. 3, с. 31—36. 6. *Геология СССР*, т. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958, 800 с. 7. *Гречишников З. М., Чистякова Т. А.* Геохимические особенности гранитоидов северо-западной части Украинского щита.— Геологический журнал, 1972, т. 32, вып. 2, с. 46—52. 8. *Ивантишин М. М.* Акцесорні і рідкісні мінерали та розсіяні елементи в гранітах і пегматитах Українського кристалічного щита. Київ, 1960, 173 с. 9. *Ивантишин М. Н.* Коростенский плутон.— В сб.: Геохронология докембрия Украины. Киев, Наукова думка, 1965, с. 144—147. 10. *Личак И. Л. и др.* Гранитоидные формации Украинского щита.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, Наукова думка, 1970, с. 107—118. 11. *Лунько В. Ф. и др.* Основные черты геологического строения и металлогении северо-западной части Украинского щита.— В сб.: Вопросы петрологии и рудоносности кристаллического фундамента БССР и смежных районов. Минск, 1971, с. 65—70. 12. *Металлогения Украины и Молдавии*. Киев, Наукова думка, 1974, 586 с. 13. *Сидоров В. М.* Химические анализы гранитоидов Украинского докембрия. Киев, Наукова думка, 1970, 700 с. 14. *Справочник по петрографии Украины*. Киев, Наукова думка, 1975, 579 с. 15. *Толстой М. И. и др.* Геохимические особенности гранитоидов Коростенского интрузивного комплекса Украинского щита.— Геохимия, 1973, № 11, с. 69—76. 16. *Толстой М. И. и др.* Петрохимические особенности гранитоидов Чудново-Бердичевского комплекса Украинского щита.— Известия АН СССР. Серия геологическая, 1974, № 1, с. 46—58. 17. *Толстой М. И.* Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Киев, Вища школа, 1976, 223 с. 18. *Хатунцева А. Я., Ивантишин М. Н.* Геологические формации северо-западной части Украинского щита.— В сб.: Геохронология докембрия Украины. Киев, Наукова думка, 1965, с. 134—141. 19. *Щербак Н. П.* Житомирские граниты и монциты верховьев Тетерева.— В сб.: Геохронология докембрия Украины. Киев, Наукова думка, 1965, с. 124—134. 20. *Щербаков И. Б.* Об особенностях состава гранитоидов Украинского щита.— В сб.: Проблемы геологии докембрия. Киев, Наукова думка, 1971, с. 121—127.

*M. I. Tolstoj, G. G. Pavlov*

PETROGEOCHEMICAL FEATURES OF GRANITOID  
FORMATIONS OF THE NORTH-WESTERN PART  
OF THE UKRAINIAN SHIELD

Short petrographic, petrochemical and geochemical characteristics of the main types of granitoids of the north-western part of the Ukrainian Shield, and calculated average means of trace elements contents in these rocks are described.

И. М. ОСТАФИЙЧУК, канд. геол.-мин. наук,  
Киевский университет

### ФТОР И ФОСФОР В ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНОЙ ПОЗДНЕОРОГЕННОЙ (НЕОГЕНОВОЙ) АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНИТОВ ЗАКАРПАТЬЯ

В настоящее время весьма актуальными являются данные о распределении таких компонентов, как  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $P_2O_5$ , F, Cl и др. в ассоциациях горных пород, формирующихся в определенных геоструктурных зонах, в связи с выяснением флюидного режима этих зон и косвенной оценкой параметров среды магмообразования. Значительный интерес в этом отношении представляет исследование позднеорогенных вулканических серий молодых складчатых поясов, где проявления вулканизма контролируются развитием зон глубинных разломов, являющихся не только магмоподводящими, но и тепло- и флюидоподводящими структурами. Именно в этом направлении нами исследовалось распределение фосфора и фтора в базальт — андезито-базальт — андезит — дацит — липаритовой серии неогеновых вулканических пород Закарпатского внутреннего прогиба.

Вулканические образования в прогибе формируют две полосы: юго-западную (Чопская цепь погребенных вулканов) и северо-восточную (Выгорлат-Гутинская гряда), простирающие которых определяет положением зон Припаннонского, Закарпатского и Хуст-Виноградовского глубинных разломов. По внешнему краю Закарпатского прогиба, на северо-востоке и востоке эффузивы Выгорлат-Гутинской гряды местами целиком перекрывают зону Пенинских утесов, накладываясь на флишевые комплексы, а на юго-западе — на погруженные блоки допалеозойского фундамента, перекрытые неогеновыми молассаами. В соответствии со структурами, на которые наложена плиоценовая Выгорлат-Гутинская гряда, в ее строении выделяют: 1 — участок общезакарпатского направления, от западной границы до г. Бужора, связанный с унаследованным Закарпатским глубинным разломом (вулканические массивы Попричный, Анталовский, Синяк, Борлиов Дил); 2 — вулканический хр. Великий Шоллес, приуроченный к субмеридиональному Хуст-Виноградовскому разлому, разделяющему Солотвинскую и Мукачевскую впадины; 3 — хр. Оаш, являющийся частью вулканического массива Оаш — Гутей — Вератек в зоне сопряжения поперечного Виноградовского и Припаннонского глубинных разломов [2, 9].

Характерные черты позднеорогенного неогенового вулканизма, сформировавшего Выгорлат-Гутинскую гряду и геохимические особенности его продуктов, детально изучены ранее [2, 6].

Вулканические породы Выгорлат-Гутинской гряды представлены когерентной парагенетической ассоциацией базальт — ан-

дезито-базальт — андезит — дацит — липарит (с преобладанием андезито-базальт — андезитов). Все породы по химизму относятся к крайнему известково-щелочному типу (Пеле — Лассенпик) и характеризуются отчетливой петро-геохимической специализацией: повышенной кремнекислотностью, глиноземистостью при обеднении  $MgO$ ,  $FeO$  и связанными с ними элементами-примесями ( $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $V$ ), относительном повышении содержаний воды и цветных металлогенных и редких примесных элементов ( $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Sn$ ,  $Mo$ ,  $Li$ ,  $Rb$  и др.). Отмечено также отличие минералогического, химического составов и геохимических особенностей характерных рядов вулканитов для отдельных блоков и вулканических массивов гряды по ее латерали, определяемое приведенным выше структурно-тектоническим положением их в системе Закарпатского прогиба [5, 6, 8]. Так, для вулканических серий, формирующих массивы Великий Шоллес и Оаш, характерно появление оливиновых разностей при нормативном плагиоклаз-пироксен-кварцевом составе, большая щелочность (по  $Na_2O$ ) и железистость при относительном понижении содержаний  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Li$ , следствием чего является появление рудного минерала, повышение  $Fe_2O_3/FeO$  пород и др.

Определения фтора выполнены методом нейтронно-активационного анализа по методике, описанной ранее [7], в лаборатории отдела ядерной геохимии и космохимии Института геохимии и физики минералов АН УССР, фосфора — колориметрическим методом в химической лаборатории НИСа Киевского университета.

Общая тенденция распространенности фтора в изверженных породах заключается в накоплении в последовательных дериватах от основных к средним и кислым по составу и в остаточном расплаве. Обычно фтор легко замещает кислород в окисных и особенно в водосодержащих минералах. Фосфор в изверженные породы почти целиком входит в виде тетраэдрического комплекса ( $PO_4^{3-}$  (в фосфаты и, возможно, до некоторой степени — в силикаты [10, 11]). Максимум концентраций фосфора достигается в основных породах. Таким образом, во всем диапазоне составов изверженных пород (от основных до кислых) поведение фтора и фосфора противоположно: для первого характерно увеличение концентраций с ростом кремнекислотности пород, для второго — уменьшение. Эти тенденции хорошо проявляются при сопоставлении средних содержаний элементов в главных типах изверженных пород по А. П. Виноградову: основные — 0,14% P и 0,03% F, средние — 0,16 и 0,05%, кислые — 0,07 и 0,08% соответственно [1]. В эффузивах состава базальт — андезито-базальт — андезит эти элементы часто оказываются связанными в одном из основных акцессорных минералов — апатите [ $Ca_5(F,OH)(PO_4)_3$ ], где фтор замещает гидроксил.

Данные о распределении фтора и фосфора в эффузивах многочисленны. Установленным к настоящему времени является

факт обогащения этими элементами щелочных и обогащенных щелочами вулканитов рифтовых и молодых подвижных зон [3, 7].

Содержания фосфора и фтора и некоторые петрохимические характеристики для базальт — андезито-базальт — андезит — дацит-липаритовых серий различных районов Выгорлат-Гутинской гряды приведены в табл. 1, а средние концентрации в главных типах вулканических пород исследованных районов — в табл. 2. Анализ приведенных данных позволяет установить следующее. Колебания содержаний фосфора во всех исследованных разностях вулканитов заключены в пределах двух порядков. Для каждого из вулканических массивов устанавливается уменьшение содержаний в более кислых дериватах серии. Распределение фтора более выдержано, концентрации варьируют слабо в пределах полупорядка, направленное изменение уровня содержаний в последовательных дериватах устанавливается лишь статистически. В целом по средним значениям (табл. 2) для фосфора отмечается последовательное понижение (0,114—0,08—0,028%), а для фтора — очень слабое возрастание (0,02—0,03—0,04%) концентраций от основных к средним и кислым разновидностям основных петротипов вулканических пород гряды.

Наблюдаемый уровень содержаний фосфора и фтора в эффузивах Выгорлат-Гутинской гряды ниже приведенного А. П. Виноградовым для главных типов изверженных пород [1], причем «дефицитность» содержаний большая в кислых производных. Кларки концентраций фосфора и фтора соответственно составляют 0,81—0,6 и 0,54—0,8 для базальтов и андезито-базальтов, 0,55 и 0,78 — для андезитов, 0,40 и 0,49% — для липарито-дацитов и липаритов.

Распределение фосфора отчетливо связывается с изменениями таких показателей химизма, как кремнекислотность, известковистость, щелочность, индекс кристаллизации Куно ( $SI=100 \text{ MgO}/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ ) (рис. 1, 2).

Поведение же фтора более сложно: дисперсия содержаний велика, распределение в генетически связанных ассоциациях вулканических пород от базальтов до дацитов и липаритов не закономерно, и только по всему массиву данных устанавливается (статистически) некоторое увеличение содержаний с ростом щелочности и кислотности пород (рис. 1, 2).

При сравнении особенностей распределения фосфора и фтора по латерали Выгорлат-Гутинской гряды выявляется повышение уровня содержаний в вулканических породах массивов Великий Шоллес и Оаш по сравнению с аналогичными петрографически разновидностями массивов Попричный, Анталовский, Синяк, Борлиов Дил. Это различие концентраций контрастнее проявлено для фосфора и увеличивается для липарито-дацитов и липаритов. При этом направленность изменения концентраций фосфора в ходе эволюции вулканизма различных районов гряды ана-

Таблица 1. Распределение фтора, фосфора и некоторые петрохимические характеристики вулканических пород Выгорлат-Гутинской гряды

Вулканический массив	Объект исследования	F, %	P, %	SiO <sub>2</sub> , %	CaO, %	(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O), %	Si	
Попричный, Анталовский	1	0,03	0,077	57,97	7,50	4,6	11,5	
	2	0,026	0,082	60,17	7,01	5,28	11,6	
	3	0,02	0,070	55,51	7,71	3,74	27,3	
	4	0,01	0,056	54,81	4,49	2,58	22,7	
	5	0,04	0,064	54,4	8,67	3,88	29,5	
	6	0,04	0,077	56,53	6,97	3,94	26,6	
	7	0,03	0,070	55,19	7,73	3,52	29,5	
	8	0,02	0,060	55,13	7,83	3,46	33,3	
	9	0,04	0,090	55,84	7,40	4,20	18,4	
	10	0,02	0,060	55,05	7,87	4,16	30,0	
	11	0,026	0,077	53,95	8,87	3,92	23,6	
	12	0,03	0,056	55,64	8,30	3,48	32,9	
	13	0,002	0,017	71,59	2,15	5,78	4,3	
	14	0,006	0,034	68,90	3,00	7,20	4,0	
	15	0,04	0,077	59,90	5,15	4,80	11,6	
	16	0,01	0,047	60,61	4,72	4,36	20,2	
	17	0,05	0,060	57,98	6,72	4,16	24,4	
	18	0,006	0,034	64,8	4,09	5,54	9,56	
	19	0,02	0,064	56,58	8,03	4,85	20,0	
Синяк, Борлиов Дил	20	0,02	0,085	55,76	7,57	4,40	26,6	
	21	0,04	0,116	55,04	7,57	3,92	26,2	
	22	0,03	0,073	56,59	7,01	3,88	19,4	
	23	0,03	0,021	67,80	3,58	6,55	7,2	
	24	0,04	0,052	58,94	6,15	4,78	18,8	
	25	0,07	0,052	59,65	6,29	4,78	20,3	
	26	0,01	0,052	51,43	10,01	2,87	31,0	
	27	0,05	0,073	56,03	6,72	3,98	19,8	
	28	0,05	0,043	62,38	5,01	4,96	13,7	
	29	0,02	0,082	59,35	6,25	5,00	12,5	
	30	0,04	0,095	60,74	6,58	4,40	24,0	
	31	0,05	0,043	60,75	6,38	4,98	22,3	
	Великий Шоллес	32	0,05	0,030	69,30	2,65	7,20	4,20
		33	0,06	0,030	70,33	2,34	7,14	2,10
34		0,05	0,82	60,16	6,21	6,10	11,7	
35		0,01	0,056	66,23	3,47	6,8	10,8	
36		0,03	0,017	70,81	1,95	7,26	2,7	
37		0,08	0,077	61,49	5,64	6,10	10,0	
38		0,04	0,082	57,38	6,21	5,16	18,8	
39		0,046	0,082	55,75	6,76	4,70	19,7	
40		0,03	0,176	51,93	7,99	3,78	26,8	
41		0,03	0,258	57,79	6,03	5,14	18,3	
42		0,05	0,181	57,52	6,45	4,94	21,9	
43		0,03	0,095	61,89	5,14	5,92	13,3	
44		0,02	0,095	53,52	9,25	3,78	24,2	

Вулканический массив	Объект исследования	F, %	P, %	SiO <sub>2</sub> , %	CaO, %	(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O), %	Si
Оаш	45	0,03	0,112	55,48	7,64	4,88	15,5
	46	0,01	0,064	61,55	4,99	5,58	19,9
	47	0,05	0,090	61,14	5,61	5,52	21,0
	48	0,002	0,034	70,45	2,03	7,10	5,9
	49	0,07	0,090	60,00	6,39	5,46	21,9
	50	0,13	0,034	70,94	2,04	7,14	3,7
Береговское холмогорье и цепь погребенных вулканов	51	0,001	0,036	71,84	2,52	6,69	5,50
	52	0,003	0,088	59,56	5,89	5,12	17,00
	53	0,02	0,082	55,04	7,29	3,96	25,7
	54	0,008	0,064	66,37	3,36	5,88	7,9

Примечание. Вулканические массивы Попричный, Анталовский: 1 — андезит, лавы вулканической постройки, карьер с. Оноковцы; 2 — андезит, поток, там же; 3 — андезито-базальт, экструзия, там же; 4 — андезит, там же; 5 — андезито-базальт, левый берег р. Уж; 6 — то же, карьер с. Каменица; 7 — то же, экструзия по руч. Солотвинский; 8 — то же, поток по левому берегу руч. Солотвинский; 9 — то же, прижерловая фация; 10 — то же, поток по правому берегу руч. Солотвинский; 11 — андезито-базальт, вершина г. Анталовская Поляна; 12 — то же, юго-восточный склон г. Анталовская Поляна; 13 — липарито-дацит, г. Бубен; 14 — то же, г. Высокая; 15 — андезито-дацит, г. Токарня; 16 — то же, г. Путка; 17 — андезито-базальт, вершина г. Маковница; 18 — дацит, с. Середне, южный склон г. Острая; 19 — андезито-базальт, руч. Сырой поток.

Вулканические массивы Синяк, Борлиов Дил: 20 — андезито-базальт, левый берег р. Латорица в районе санатория «Карпаты»; 21 — то же, северная окраина с. Грабовница; 22 — то же, правый борт р. Матекова, в районе санатория «Синяк»; 23 — дацит, г. Бердо; 24 — андезито-базальт, руч. Млычский; 25 — андезито-базальт, г. Обавский камень; 26 — базальт, вершина г. Плишки; 27 — андезито-базальт, в 3 км юго-восточнее г. Свалыа; 28 — андезито-базальт, г. Обавский камень; 29 — то же, западный склон г. Буза; 30 — то же, южный склон г. Дунаука; 31 — то же, верховья р. Обава.

Вулканический массив Великий Шоллес: 32—33 — липарито-дацит, Кошелевский массив по руч. Вар; 34 — андезито-дацит, руч. Вар; 35 — то же, г. Порубище; 36 — липарито-дацит, Малораковецкий массив, по руч. Сельский; 37 — андезит, руч. Сельский; 38 — то же, г. Юрица; 39 — андезито-базальт, верховья р. Быстрая; 40 — то же, первый правый приток р. Быстрая; 41 — то же, с. Имстичево, левый берег р. Быстрая; 42 — то же, карьер на северо-восточной окраине с. Великий Раковец; 43 — андезит, карьер с. Рокосово; 44 — андезито-базальт, г. Висельная, г. Хуст.

Хребет Оаш: 45 — андезито-базальт, первый правый приток руч. Холт; 46 — андезито-дацит, восточная окраина с. Черна по руч. Батар; 47 — то же, правый приток руч. Батар; 48 — липарито-дацит, г. Саргеть; 49 — андезит, с. Крива; 50 — липарит, западная окраина с. Крива.

Береговское холмогорье и цепь погребенных вулканов: 51 — липарит, г. Косинская; 52 — тортон-нижнесарматские андезиты (скв. 50с, 52с, 3т); 53 — то же андезито-базальт (скв. 128с); 54 — паннонские дациты (скв. 66с, 67с).

логична, вследствие чего осредняющие линии трендов ( $P_2O_5-SiO_2$ ,  $P_2O_5-CaO$ ) примерно параллельны (рис. 1, 2).

Наблюдаемое относительное повышение содержаний фосфора во всех породах вулканических массивов Шоллес, Оаш и цепи погребенных вулканов, как следует из приведенных зависимостей (рис. 2), не связывается с повышением их щелочности или изменением известковистости, а является региональным «наложенным» признаком.

Таблица 2. Средние содержания фтора и фосфора в главных типах вулканических пород Выгорлат-Гутинской гряды, вес. %

Порода	F	P	Порода	F	P
Базальт	0,02	0,114	Дацит	0,014	0,044
Андезито-базальт	0,03	0,088	Липарито-дацит,	0,042	0,028
Андезит	0,039	0,080	Липарит	(0,003)*	

Примечание. \* — значение для гранат-содержащих липарито-дацитов и липаритов основания вулканического разреза в районе г. Перечин.

В распределении фтора подобной отчетливой закономерности не наблюдается. Как видно из табл. 2 и рис. 1, 2, андезито-базальты и андезиты вулканических массивов северо-восточной и юго-западной части Выгорлат-Гутинской гряды разнятся слабо. С уверенностью фиксируется лишь значительное понижение концентраций фтора в гранат-содержащих липаритах и липарито-дацитах основания вулканического разреза в районе Перечин — Дубриничи (табл. 1,2, рис. 1,2).

Есть основания считать выявленные особенности распределения фосфора и фтора в вулканитах Выгорлат-Гутинской гряды первичными, так как состав флюидов, являясь в общем функцией многих переменных, в значительной степени определяется их физико-химическими свойствами, а также температурой, давлением, окислительным потенциалом и составом среды магмообразования.

Согласно представлениям Ф. А. Летникова, в глубинных зонах земной коры перераспределение химических элементов в гетерогенном тепловом поле осуществляется в соответствии с их теплофизическими свойствами. Фтор при этом входит в группу высокотемпературных теплоносителей с максимальной удельной теплоемкостью ионов, испытывающих тенденцию к накоплению в высокотемпературной области, а фосфор (в частности,  $PO_4^{+3}$ ) — в группу среднетемпературного теплоносителя [4].

Полученные нами ранее данные об особенностях геохимии и петрофизики неогеновых вулкаников Советских Карпат [2] позволяют предположить выплавки магм в нижних горизонтах коры, в корнях Карпатского тектогена. При этом, поскольку в плавление вовлекались толщи высокоизвестковистые и глиноземистые

с большим содержанием воды, возникавшие магмы приобрели крайний известковистый состав. Присутствие воды, с одной стороны, облегчило плавление, а с другой—обусловило относительно низкотемпературный характер магм. Этим, видимо, объясняется высокая плотность лав, большая степень их раскристаллизации

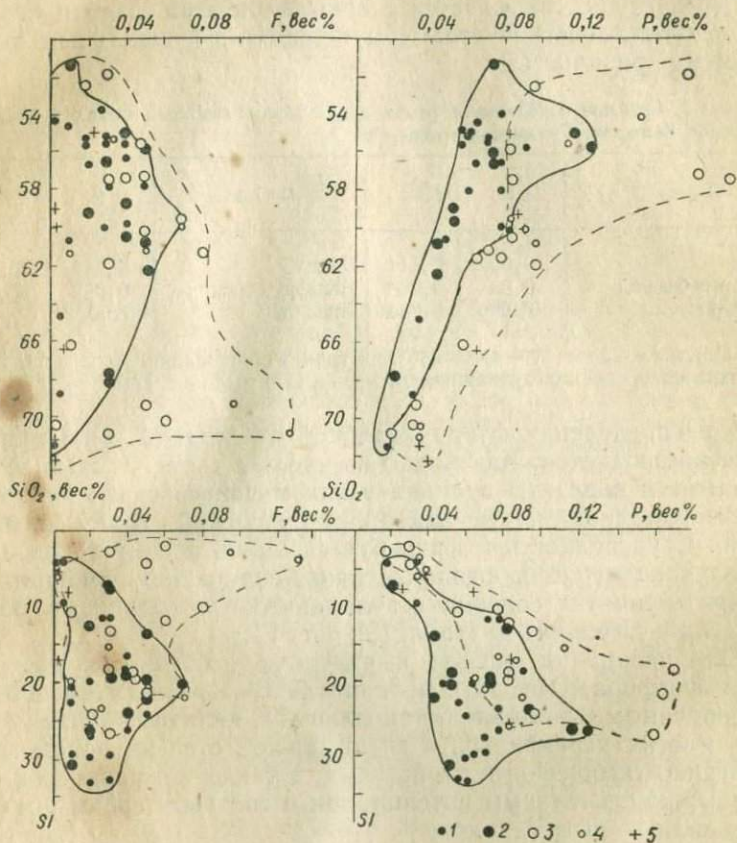


Рис. 1. Характер изменения содержаний фтора и фосфора при возрастании кремнекислотности и индекса кристаллизации вулканических пород:

1 — вулканические массивы Попричный и Анталовский; 2 — Синяк, Борлиов Дил; 3 — Великий Шоллес; 4 — Оаш; 5 — Береговское холмгорье и цепь погребенных вулканов.

(преобладание порфировых структур) [2, 6] и относительно пониженные концентрации таких компонентов (фтор и фосфор). Дальнейший ход геохимического процесса определялся и составом системы, причем в рассеянии фосфора не последнюю роль сыграла избыточность анортитовой извести (или вообще увеличение иона Са) в магматическом расплаве, а для фтора — предпочтительная связь с натрием [7, 11] (рис. 1, 2).

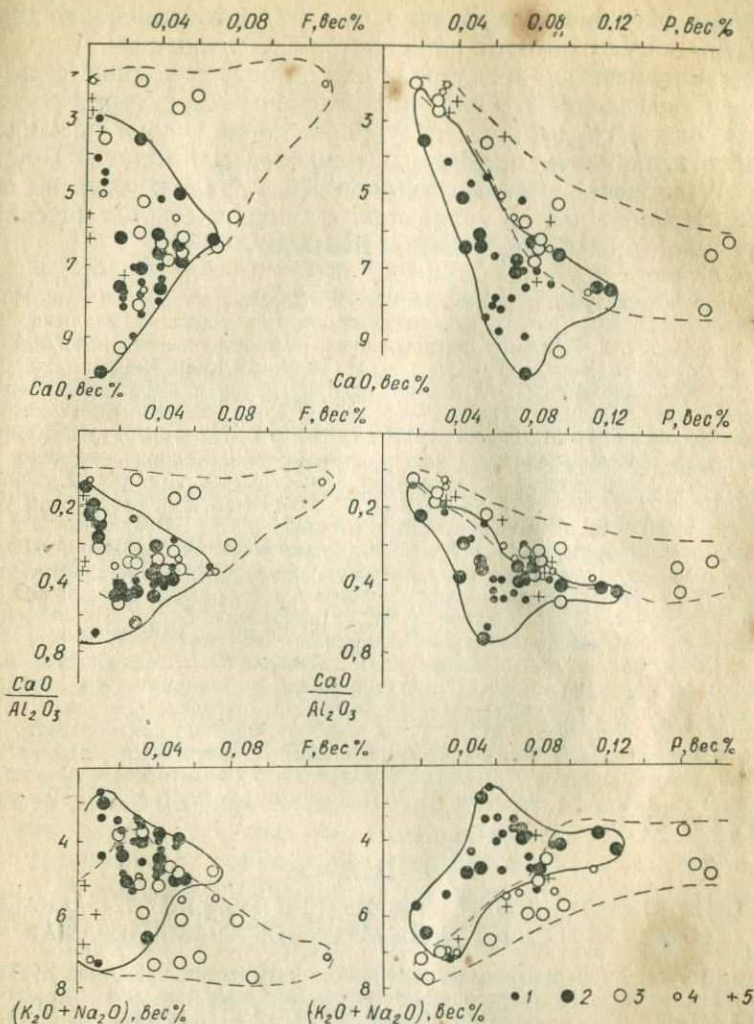


Рис. 2. Зависимость распределения фосфора и фтора от изменения характеристик известковистости и щелочности вулканических пород. Условные обозначения такие же, как и на рис. 1.

**Выводы.** Неогеновые вулканические породы базальт — андезито-базальт — андезит — дацит — липаритовой позднеорогенной ассоциации Выгорлат-Гутинской гряды, характеризующейся высокой известковистостью и глиноземистостью, сравнительно низкой общей щелочностью, насыщенные кремнекислотой и водой, обеднены фосфором и фтором.

Характер распределения фосфора в последовательных дериватах парагенетически связанных ассоциаций вулканитов соот-

ветствует «буэновскому тренду», для фтора же изменение характеристик общего химизма не является определяющим.

Устанавливается неоднородность в распределении фосфора и фтора (в меньшей степени) для отдельных структурно-тектонических блоков гряды, в частности, понижение уровня их концентраций в вулканитах массивов внешней зоны Карпат (Попричный, Анталовский, Синяк, Борлиов Дил), наложенных на флишевые образования, по сравнению с вулканическими массивами внутренней зоны (Оаш, Великий Шоллес).

**Список литературы:** 1. *Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород. — *Геохимия*, 1962, № 7, с. 555—571. 2. *Геохимия, петрофизика и вопросы генезиса новейших вулканитов Советских Карпат.* Под ред. М. И. Толстого. Киев, Вища школа, 1976, 186 с. 3. *Герасимовский В. И., Савинова Е. Н.* Фтор в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки. — В кн.: *Очерки современной геохимии и аналитической химии.* М., Наука, 1972, с. 20—41. 4. *Летников Ф. А.* К теории создания единой флюидной модели в системе земная кора — верхняя мантия. — В сб.: *Современные исследования земной коры.* Иркутск, Изд-во СО АН СССР, 1975, с. 39—44. 5. *Малеев Е. Ф.* Закономерности проявления типов магм в зависимости от геоструктурных условий. — В кн.: *Вулканизм и глубины Земли.* М., Наука, 1971, с. 77—81. 6. *Остафийчук И. М.* Петрогеохимические особенности новейших вулканических образований Советского Закарпатья. — В сб.: *Вопросы прикладной геохимии и петрофизики.* Киев, Вища школа, 1976, с. 14—29. 7. *Остафийчук И. М.* Распределение фтора в плио-плейстоценовых вулканических ассоциациях Армении. — *Геохимия*, 1977, № 8, с. 950—958. 8. *Остафийчук И. М., Моляко В. Г., Гасанов Ю. Л.* Сравнительная характеристика вулканизма зон Припаннонского и Закарпатского глубинных разломов (Советское Закарпатье). — *Геологический журнал*, т. 37, вып. 1, 1977, с. 104—113. 9. *Свириденко В. Г.* Геологическое строение днэогенового фундамента Закарпатского прогиба. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-мин. наук. Львов, 1973, 23 с. 10. *Смит Г. Ф.* *Физическая геохимия.* М., Недра, 1968, 474 с. 11. *Ферсман А. Е.* *Избранные труды*, т. V, М., Изд-во АН СССР, 1959, 850 с.

*I. M. Ostafijchuk*

#### FLUORINE AND PHOSPHORUS DISTRIBUTION IN CALC-ALKALI NEOGENE VOLCANIC ASSOCIATION OF TRANSCARPATIAN

The fluorine and phosphorus distribution in Pliocene volcanites of Transcarpathian has investigated by methods of neutron-activation and chemical analysis. Contents of these elements in series of basalt — andesite — rhyolite vary in limits 0,001—0,8% for F and 0,017—0,25 for P.

All members of volcanic association from basalts to rhyolites have improved by F and P in comparison with A. P. Vinogradov's data for main types of rocks.

The regional diminution of P and F contents are to be observed in volcanic massives of the Carpathian external zone (Poprichny, Antalova Poliana, Siniak, Borliov Dil) superposed on flysch formations.

Б. С. ПАНОВ, д-р геол.-мин. наук,  
Донецкий университет,

О. ЛЕЕДЕР, канд. геол.-мин. наук,  
Фрейбергская горная академия

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕНЕЗИС ФЛЮОРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ДОНБАССА И ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГДР

Одними из наиболее распространенных эндогенных рудопроявлений Донецкого бассейна и южной части ГДР являются флюоритовые. Сравнительное изучение их особенностей представляется интересным во многих отношениях, особенно в связи с тем, что поиски промышленных залежей плавикового шпата в Донбассе начались лишь недавно, а в ГДР изучение, разведка и разработка месторождений флюорита производятся уже почти сто лет.

Наибольшее количество флюоритовых проявлений в Донецком бассейне обнаружено в зоне его сочления с Приазовским кристаллическим массивом [5]. Ведущим морфологическим типом флюоритовой минерализации здесь является стратиформное оруденение, приуроченное к известнякам и доломитам нижнего карбона, а также аркозовым песчаникам девонского возраста. Среди докембрийских кристаллических пород и более поздних (варисских) плагиопорфиров и альбитофиров встречаются жильные проявления флюорита. Наиболее крупные из них образуют известное Покрово-Киреевское месторождение плавикового шпата и Петровско-Гнутовское карбонатно-флюоритовое рудопроявление. В последние годы при разработке известняков в карьере рудника Дальнего (район г. Комсомольска), в балке Водяной около с. Новотроицкого и на Войковском участке выявлены новые интересные проявления флюоритовой минерализации. Они представляют собой межпластовые линзовидные, гнездообразные и жильные залежи, приуроченные к пологим контактам различных стратиграфических зон известняков турне, а также крутопадающим зонам разломов в них. Помимо массивных жильных выделений, здесь отмечается и метасоматический тип минерализации. При этом мощность зон метасоматического замещения карбонатных пород флюоритом в некоторых случаях в 15—20 раз превышает мощность флюоритовых жил, которая достигает 1—1,2 м [3]. Совокупность имеющихся в настоящее время данных свидетельствует о значительном проявлении процессов фторметасоматоза среди карбонатных пород юга Донецкого бассейна, что позволяет положительно оценивать перспективы этого района на плавиковый шпат.

В южной части ГДР в районах Гарца, Тюрингенского леса, Фогтланда и Рудных гор известно свыше двухсот проявлений флюорита, десять из которых (наиболее крупных) разрабатываются в настоящее время. Все они, как правило, представляют собой сложные жилы или жильные зоны, секущие кристаллические и осадочные образования палеозоя или варисские гранитоиды. При этом флюоритовая минерализация в минералогическом отношении ведет себя практически независимо от состава вмещающих толщ и не тяготеет к варисским гранитоидам или другим породам.

В структурном отношении флюоритовые жилы и жильные зоны контролируются разломной тектоникой верхнепалеозойского и мезозойского возрастов, при этом устанавливается их преимущественная приуроченность к субширотным ( $300-320^\circ$ ) структурам. Почти три четверти всех жил и жильных зон имеет крутое (до вертикального) падение (рис. 1). Их мощность, а также протяженность по простиранию и на глубину различны. Наиболее крупные из них, например, на месторождениях Роттлеберде и Штрасберг (Гарц) прослеживаются в длину более, чем на 10 км при средней мощности рудных тел около 3 м (в раздувах — до 26 м) и уходят на глубину более 500—600 м, где их мощность уменьшается до 1 м [12].

Кроме жильных проявлений на юге ГДР встречаются также метасоматические образования с вкрапленной, пятнистой или массивной текстурой, приуроченные к таким благоприятным для рудоотложения породам, как верхнепермские доломиты Каашвиц у г. Гера, рифовые известняки Лейтниц в Тюрингии или сильно трещиноватые верхнепалеозойские порфиры Ильменау.

Минералого-геохимические особенности флюоритовой минерализации обеих регионов также имеют сходство и отличия. Общей особенностью является многостадийность процессов минералообразования (рис. 2 и 3), протекавших на фоне периодических вспышек тектонической трещиноватости пород. Интересно, что стадиям продуктивной минерализации и в Донбассе, и на юге ГДР предшествовала дорудная калишпатизация пород, связанная с закономерной сменой кислотно-щелочного режима гидротермальных процессов, общий характер которой установлен Д. С. Коржинским.

На примере хорошо изученного Покрово-Киреевского месторождения установлено, что кристаллизация раннего темно-фиолетового флюорита происходила при температуре  $280-220^\circ$  и давлении 750—830 атм из растворов, имевших концентрацию около 4,7 вес. % [4]. Основная масса плавикового шпата этого месторождения образовалась в интервале температур  $190-140^\circ$  (бледно-фиолетовый) и  $140-90^\circ$  (бесцветный флюорит) (рис. 2, см. таблицу). Термобарогеохимическими исследованиями, проведенными Б. В. Зацхой [4], установлены в жидкой фазе включений в кристаллах флюорита ионы калия, фтора, натрия, каль-

ция, а также сульфатов и кремнегексафторида. Газовая фаза состоит из углекислоты (35—43%), азота (~60%), в ней также присутствуют кислород, аргон и метан.

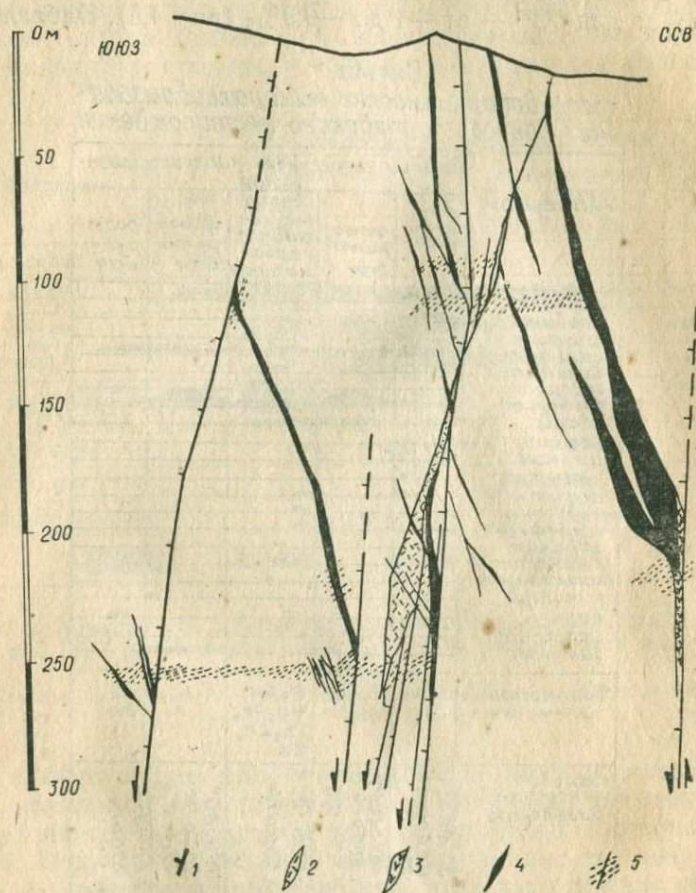


Рис. 1. Разрез вкрест простирания рудных жил месторождения Ротлебероде (Гарц):

1 — плоскость разрывов; 2 — кварцевые жилы с гематитом и сульфидами; 3 — карбонаты, в основном сидерит; 4 — флюорит (—барит); 5 — сланцеватость вмещающих пород (по Г. Ю. Франчке).

Более концентрированными (10,5—11,4%) были минералообразующие растворы Петровско-Гнутовского проявления на Приазовском массиве. В их водных вытяжках установлены хлориды натрия, калия и сульфаты, а в газовой фазе отмечен азот, углекислота, метан и следы аргона. Кристаллизация флюорита, а также паризита и кальцита происходила здесь при снижении температуры от 260 до 105°.

Комплексные исследования изотопного состава кислорода и углерода карбонатов, сопутствующих флюоритовой минерализации Донбасса, показывают их вариации в довольно широких пределах. Эти вариации для  $\delta O^{18}$  наблюдаются в от +20,4 до +10,5‰, а для  $\delta C^{13}$  — от +1 до -9,9‰ (рис. 4,5). Наблюдается

Схема  
последовательности минералообразования  
Покрово-Киреевского месторождения

Минералы	Стадии гипогенного минералообразования				
	до-рудная	I флюоритовая	кварцевосульфидно-карбонатная	флюоритовая	пост-рудная
ортоклаз					
альбит					
апатит					
кальцит					
доломит					
сидерит					
флюорит					
кварц					
нефелин					
циркон					
сфен					
пирит					
пирротин					
марказит					
галенит					
сфалерит					
халькопирит					
киноварь					
барит					
целестин					
битумы					
Типоморфные элементы	K, Na, Ca	F, C, Ca	Si, Ca, Mg, Fe, Pb, Zn, Ca	F, C	Ca, Ba
Условия минералообразования	T > 280° P > 800 атм PH > ?	T = 280-220° P = 800 атм PH = 7 ± 0,8	T = 220-190° P = 750 атм	T = 190-80° P = 730 атм PH = 7,5-6,5	T = 80-50° P < 700 атм PH > ?

Рис. 2. Схема последовательности минералообразования Покрово-Киреевского месторождения флюорита в Донбассе (по Б. В. Захиче с изменениями автора).

и достаточно четкое обособление отдельных минеральных парагенезисов по этим изотопным значениям. Так, более тяжелый углерод ( $\delta C^{13} = +1$  до  $-3,1\%$ ), характерный для верхних горизонтов земной коры, обнаруживается в кальците и доломите, сопровождающих рассеянную флюоритовую минерализацию зоны сочленения Донбасс — Приазовье. В то же время кальцит и паризит Петровско-Гнутовского рудопроявления, для которых  $\delta C^{13}$



**Результаты термобарогеохимических и изотопных исследований  
флюоритовой минерализации Донбасса и южной части ГДР**

Месторождения или рудопроявления	Минералы	Температура гомогенизации включений, С°	Давление, атм	Концентрация растворов, вес. %	pH	Изотопный состав минералов-спутников флюорита	
						$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} \text{‰}$	$\text{C}^{13} \text{‰}$
<b>Донецкий бассейн</b>							
Покрово-Киреевское месторождение	Флюорит I	280—220	750—830	4,7—4,3	7,0—0,8	—	—
	Флюорит II	190—140	—	—	6,6—6,2	—	—
	Флюорит III	140—80	—	—	—	—	—
Рудник Дальний	Кварц	220—190	—	—	—	—	—
	Кальцит	80	—	—	—	—	—
	Флюорит	145—135	—	—	—	—	—
	Флюорит	136—132	—	—	—	—	—
	Кальцит	92	—	—	—	—	—
Рудник Восточно-доломитный, г. Докучаевск	Аметист	140—138	—	—	—	-15,9	—
	Флюорит	170—140	136	9,3—4,3	6,6	—	—
	Кварц	175—130	—	—	—	—	—
	Доломит	200—175	—	—	—	17,7	1,0
Центральный рудник, г. Докучаевск Северный карьер, г. Комсомольск	Кальцит	100—80	—	2,5	7,4—8,8	16,7	0,1
	Флюорит	160—140	—	—	—	—	—
	Кварц	145—140	—	—	—	12,9	—
	Флюорит	175—168	130—120	—	—	—	—
	Черный Флюорит	130—117	—	—	—	—	—
	Аметист	110	—	—	—	17,9	—
	Кальцит	140—115	—	—	—	15,1	-0,4
Петровско-Гнутовское рудопроявление, Приазовье	Флюорит I	250—205	—	10,5—11,4	7	—	—
	Флюорит II	120—105	—	—	—	—	—
	Кальцит	120—105	—	—	—	10,7	-7,8
	Паризит	260—220	—	—	—	10,5	-8,6
<b>Месторождения ГДР</b>							
Ротлебероде, Гарц	Флюорит I	300—200	—	20—36	6	—	—
	Флюорит II	150—90	—	—	—	—	—
	Кальцит	120—60	—	—	—	12,5	-10,5
	Кварц	300—220	—	—	—	18,7	—
Штрасберг, Гарц	Флюорит	300—200	—	3—24	6,5	—	—
	Кварц	300—150	—	—	—	19,4	—
	Кальцит	150—100	—	—	—	16,1	-9,2
	Барит	120—90	—	—	—	12,4	—
Ильменау, Тюрингия	Флюорит	116—65	—	7—15	7	—	—
	Кварц	150—100	—	—	—	18,5	—
	Кальцит	120—80	—	—	—	14,1	-8,7
	Барит	130—90	—	—	—	15,3	—
Шмалькальден, Тюрингия	Флюорит I	290—270	40—150	6—16	6,2	—	—
	Флюорит II	230—170	—	—	—	—	—
	Флюорит III	150—100	—	—	—	—	—
	Флюорит IV	80	—	—	—	—	—

Месторождения или рудопроявления	Минералы	Температура гомогенизации включений, С°	Давление, атм	Концентрация растворов, вес. %	pH	Изотопный состав минералов-спутников флюорита	
						$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ‰	$\text{C}^{18}$ , ‰

## Месторождения ГДР

Шмалькальден, Тюрингия Фогтланд	Кальцит	150—80	—	—	—	20,1	—11,8
	Барит	140—90	—	—	—	8,2	—
	Флюорит I	292—29	450	3—27	6—7	—	—
	Флюорит II	258—26	300	—	—	—	—
	Флюорит III	112—20	200	—	—	—	—
	Флюорит IV	70—16	150	—	—	—	—
	Кварц	300—200	—	—	—	20,2	—
	Кальцит	180—80	—	—	—	23,5	—6,2
	Барит	150—100	—	—	—	20,1	—

рагенетические группы представляют собой стандартные типы оруденения ([11], см. таблицу).

Раннесаксонская фаза включает две стадии минерализации, первая из них характерна кварц-барит-гематит-сидеритовыми сростаниями (тип *fvа*), а вторая объединяет барит-сульфидно-флюоритовые (подтип *fvа* 1) и флюорит-баритовые (подтип *fvа* 2) минеральные парагенезисы. Позднесаксонская фаза также имеет два минеральных типа — тип *Vi—Co—Ni* с кварцем, баритом и флюоритом и тип *Ag—S* с карбонатами и кварцем, которые образовались в течение двух последующих стадий минерализации. Юносаксонская фаза совпадает с заключительной стадией минералообразования, для которой характерен *Fe—Mn* тип минерализации (кварц-барит, флюорит, окислы *Fe* и *Mn* (рис. 3).

Результаты термобарогеохимических исследований газожидких включений в кристаллах флюорита показаны в таблице, в которой учтены также данные [1, 11, 14]. По этим сведениям, флюоритовые месторождения ГДР формировались в средне- и низкотемпературных условиях (преимущественно при 110—160° С) при давлении 150—450 атм из растворов, имевших среднюю концентрацию около 13%, в которых соотношение ионов калия и натрия составляло примерно 0,2. Согласно Э.Реддеру [15], критерии отличия истинных гидротермальных растворов от нагретых вадозных вод устанавливаются по отношению  $\text{K/Na}=0,04$  и солености порядка 5%.

Полученные данные заметно и устойчиво превышают эти граничные значения, так что флюоритообразующие растворы следует отнести к разряду постмагматических гидротермальных. Этот вывод хорошо согласуется с результатами изотопных исследований минералов, сопутствующих флюориту (кальцит, барит, различные сульфиды) (рис. 4—6). В них были определены отноше-

ния изотопов кислорода, углерода и серы [1, 14, 16], которые показали в обобщенном виде следующие результаты. Значения  $\delta O^{18}$  для кальцитов различных флюоритовых месторождений и рудопроявлений ГДР колеблются в пределах  $+12 \div +21\%$ , кварца  $+11 \div +28\%$  и барита  $+8 \div +20\%$ . Величины  $\delta C^{13}$  для кальцита находятся в пределах от  $-12$  до  $-6\%$ . Изотопные соотношения  $\delta S^{34}\%$  в барите изменяются от  $+10$  до  $+21$ , а в сульфидах разброс этого значения еще более широк — от  $-30$  до  $+15$ , что указывает на участие в процессах рудообразования как

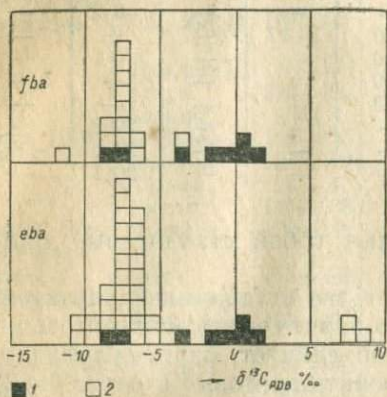


Рис. 4. Изотопный состав углерода карбонатов Донбасса (1) и южной части ГДР (2).

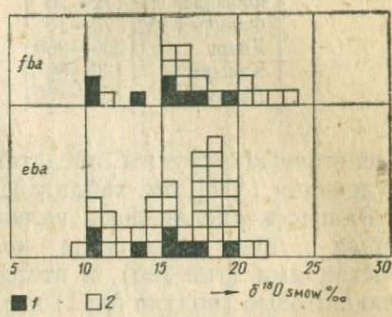


Рис. 5. Изотопный состав кислорода карбонатов Донбасса (1) и южной части ГДР (2).

тяжелой сульфатной, так и легкой сульфидной серы пород земной коры. Поскольку величины  $\delta O^{18}$  и  $\delta C^{13}$  для кальцита и других минералов, парагенетически связанных с флюоритом, соответствуют, как правило, значениям, типичным для карбонатитов и карбонатов щелочных пород, то можно говорить об органическом (в общем) примешивании различных элементов вещества земной коры к ювенильным гидротермальным растворам. Следует также отметить, что температуры минералообразования, вычисленные по соотношениям изотопов кислорода, хорошо согласуются с результатами термобарогеохимических исследований. Ценные сведения о содержании ряда элементов-примесей во флюоритах различных стадий минералообразования разных месторождений ГДР были получены в результате спектроаналитических исследований. При этом выделились элементы, изоморфно входящие в кристаллическую решетку флюорита (стронций и редкие земли), элементы сингенетических включений в кристаллах плавиикового шпата (бериллий, серебро, свинец, олово), а также элементы-примеси разных эпигенетических микровключений (алюминий, кремний, калий, барий, железо, магний, титан и другие).

Изучение содержаний стронция показало закономерное и весьма заметное увеличение его количества в плавленом шпате по мере омоложения флюоритовой минерализации. По данным около 200 анализов мономинеральных проб флюорита из месторождений Тюрингии установлено, что в этом минерале, возникшем в течение начальных стадий саксонского (поставрисского) минерагенического цикла, содержится в среднем 3 г/т стронция (пределы колебаний от 0,7 до 10 г/т) [17]. Флюориты последующих стадий, с которыми связано образование промышленных концентраций плавленого шпата, имеют резко увеличенные содержания стронция, составляющие в среднем 25 г/т (рассеивание значений от 4,1 до 41 г/т) и 44 г/т (предельные значения от 21 до 68 г/т). Таким образом, стронций является геохимическим индикатором генетической принадлежности флюорита к той или иной по своей продуктивности стадии саксонского рудогенеза.

Важные особенности флюоритовой минерализации выявлены на основе количественных определений содержаний редкоземельных элементов в мономинеральных пробах флюоритов различных месторождений и рудопроявлений юга ГДР [13]. По данным исследований 186 проб установлено, что сумма редких земель в флюоритах колеблется от 30 до 816 г/т в зависимости от геологической позиции месторождения или рудопроявления и его возраста. Наиболее часто встречаются содержания редких земель от 51 до 200 г/т. Максимально повышены их количества во флюоритах месторождения Штрасберг-Глабебах (Гарц), что, видимо, связано с наиболее глубоким эрозионным уровнем среза. Наименьшие значения (30 г/т) характерны для жильного флюорита в варисских гранитоидах Рудных гор.

Исследования показали принципиальную возможность выделения различных генераций флюорита по содержанию в них иттрия, а также коэффициентам Ce:La и Ce:Y. Полученные данные подтвердили выделение различных генераций флюорита по содержанию в них стронция [17]. Установлено, что ранние генерации флюорита при общем повышенном количестве суммы цериевых земель имеют низкие значения церий-лантанового коэффициента, тогда как наиболее поздние флюоритовые образования обогащены иттрием и характеризуются высокими значениями отношения Ce:La. Для продуктивных стадий минерализации наиболее часто они составляют 1,5—3, реже — от 4—5.

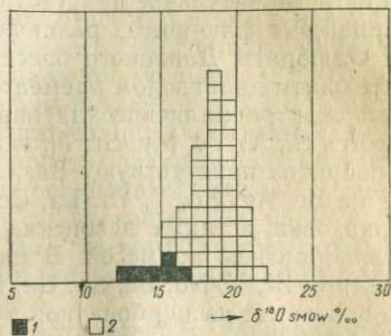


Рис. 6. Изотопный состав кислорода кварцев Донбасса (1) и южной части ГДР (2).

Сопоставление имеющихся данных о содержании всей группы редкоземельных элементов или отдельных ее подгрупп с цветом флюоритов не показало какой-либо зависимости. Примерно половина флюоритов ГДР имеет зеленую (в общем) окраску с разными цветовыми тонами, среди которых преобладают светлые, желтые, серые и голубые оттенки.

Количественные определения серебра, свинца и олова выявили их незначительное присутствие (около 1 г/т) и мало заметные вариации в флюоритах различных месторождений ГДР [17].

Флюориты Донецкого бассейна также характеризуются значительным диапазоном элементов-примесей. По имеющимся данным спектральноаналитических определений, наиболее часто встречаются Si, Al, Fe, Mn, Sr, Ti, нередко в мономинеральных пробах флюоритов присутствуют Ba, Cu, Pb, Na, отмечается также наличие Be, Ag, Zn, Y, Yb, La, Ce, Sn, Nb, V. При этом флюориты Приазовья, а также девонских отложений отличаются большим разнообразием примесей. В них содержатся наряду с редкими землями Zr, V, Nb, Be, Sn, Ga. Более ограничен набор элементов во флюорите из карбонатной толщи, причем присутствие редкоземельных элементов, бериллия и серебра почти не обнаруживается. Зато флюорит Покрово-Киреевского месторождения отличается по этому признаку от флюорита карбонатной толщи юго-западной окраины Донецкого бассейна. В образцах флюорита из Покрово-Киреевского месторождения нередко присутствует бериллий в повышенных количествах (до 0,01), серебро (до 0,001), медь и свинец (до 0,01), стронций (до 0,5%), а также редкоземельные элементы.

Любопытно распределение редкоземельных элементов в различных флюоритах. Для флюоритов нижнекаменноугольной карбонатной толщи, в том числе из Покрово-Киреевского месторождения, характерно преобладание цериевых земель над иттриевыми, так что соотношение  $\Sigma Y : \Sigma Ce = 0,5$ . Для флюоритов Каменных Могил оно составляет 5—5,5, что может свидетельствовать о различной геологической истории этой минерализации [9].

Количественные определения серебра, свинца и олова выявили их незначительное ( $\sim 1$  г/т) присутствие и мало заметные вариации во флюоритах разных месторождений.

Переходя к вопросам генезиса, следует отметить, что до недавнего времени флюоритовые месторождения ГДР, как и аналогичные им другие средневропейские месторождения, считались генетически связанными с варисскими гранитоидами. Однако полученные данные и работы геологов Фрейбергской школы [1, 2, 16] указали на необходимость переоценки этих представлений, что связано с широким развитием в этом регионе не только варисского, но и постварисского циклов минерализации.

Первый из них характерен Sn—W и кварц-уран-кальцитовыми с участием фтора рудами, тесно связанными с сиалически-

палингенными гранитоидами. Постварисский (саксонский) цикл минерализации возник в связи с тектоно-магматической активизацией, что доказывается геолого-структурными, геофизическими, геохимическими и другими данными. В развитии процессов активизации выделяется два этапа. В пермо-триасовое время платформенная область Средней Европы испытала автономную активизацию, сопровождающуюся глубинным магматизмом щелочно-ультрабазитового характера. Второй этап — саксонский, начался в лейасе и достиг максимального развития в верхнем мелу. Он явился реакцией раздробленного субстрата на мобильность южнее возникшей геосинклинальной области [2]. Большинство промышленных месторождений флюорита в ГДР было сформировано в этот период времени, что подтверждается данными определения абсолютного возраста флюоритовой минерализации, полученными по урано-свинцовому методу (180—100 млн. лет), свинцовому методу по галениту (200—130 млн. лет), калий-аргоновому методу по глинкам трения (220—120 млн. лет) и методу остаточного магнетизма (верхний мел) [1, 10, 11, 16].

Характер минералообразующих растворов, установленный на основании термобарогеохимических исследований, изотопные соотношения в минералах-спутниках флюоритовой минерализации (особенно  $\delta O^{18}$  и  $\delta C^{13}$ ), распределение микроэлементов в флюоритах южной части ГДР, в частности, редких земель и стронция, в сочетании с геолого-структурными данными позволяют говорить о первичном глубинном подкоровом источнике рудообразующих гидротермальных растворов. Образованные этими растворами изученные минеральные парагенезисы в определенной мере могут быть сопоставлены с парагенетическими группами минералов, для которых установлена или намечается связь со щелочными породами, а также карбонатитами.

Для флюоритовой минерализации Донбасса и его окраин устанавливается значительная сложность и разнообразие условий ее образования при ведущей роли процессов тектоно-магматической активизации [5, 7].

Геологические наблюдения и данные абсолютной геохронологии свидетельствуют о докембрийском возрасте флюоритовых проявлений Приазовского кристаллического массива. Достаточно обоснован возрастной рубеж флюоритовых залежей Покрово-Киреевского месторождения, которые размещаются среди известняков нижнего карбона, а обломки флюоритовых руд обнаружены в нижнемеловых отложениях. Эти данные в сочетании с геохимическими особенностями минеральных парагенезисов флюоритов указывают на интересную минерагенетическую особенность — унаследованность флюоритовой минерализации с тенденцией образования более крупных по своим масштабам залежей в более поздний этап геологического развития региона. Поскольку явления тектоно-магматической активизации, как

особой формы развития земной коры, имели место и в докембрии, то возникновение флюоритов не только Донбасса, но и Приазовья (например, в Петровско-Гнутовском рудопоявлении) следует связывать с этими процессами. Такой подход позволяет объяснить специфические особенности флюоритовой и связанной с ней, например, редкоземельной акцессорной минерализации.

Парагенетическая связь флюоритовой минерализации с основными щелочными, а карбонатитов со щелочно-ультраосновными породами установлена во многих регионах СССР и мира [8]. По своим минерало-геохимическим особенностям и геологоструктурной позиции Петровско-Гнутовское рудопоявление, а также Покрово-Киреевское месторождение заметно отличаются от типичных эпитермальных образований плавикового шпата, приближаясь к флюоритовым месторождениям, связанным с карбонатитами.

Это обстоятельство позволяет предполагать существование в регионе флюоритоносных карбонатитов, свойственных активизированным областям. Учитывая решающую роль в возникновении значительных скоплений флюорита процессов тектоно-магматической активизации, интенсивно проявившихся в прибортовых частях бассейна, следует считать весьма актуальной задачей дальнейшее изучение флюоритовой минерализации на южной и северной окраинах Донбасса, особенно среди карбонатных палеозойских пород. При этом следует учитывать имеющийся опыт подобного вида работ, сопровождавшихся углубленными геохимическими исследованиями, которые, как это видно из примера исследований флюоритов ГДР, позволяют получить ценные в научном и практическом отношении результаты.

В заключении следует отметить, что приведенная сравнительная характеристика флюоритовой минерализации Донбасса и южной части ГДР является одним из этапов совместных научных исследований, проводимых геологическими кафедрами Донецкого политехнического института и Фрейбергской горной академии.

Список литературы: 1. Бауманн Л., Гарцер Д., Леедер О. Вклад в исследование характера минералообразующих растворов на некоторых гидротермальных месторождениях ГДР.— В кн.: Международный геохимический конгресс, т. 2. М., Наука, 1973, с. 364—384. 2. Бауманн Л., Леедер О., Вебер В. Роль глубинных разломов в формировании постмагматической минерализации и их значение для поисков и разведки флюорит-баритовых и других месторождений (на примере Средней Европы). М., ВИЭМС, 1975, 16 с. 3. Зарицкий А. И., Стрёмовский А. М. О новых проявлениях плавикового шпата в Приазовье.— В кн.: Флюорит. М., Наука, 1976, с. 212—216. 4. Зацыха Б. В. Постмагматическая минерализация Приазовья (по данным исследования включений). Автореф. дис. на соиск. ученой степени канд. геол.-мин. наук. Киев, 1969, 24 с. 5. Панов Б. С. Флюорит в Донецком бассейне. Харьков. Изд-во Харьков. ун-та, 1965, 99 с. 6. Панов Б. С., Корчемагин В. А., Пилот И. Об изотопном составе кислорода и углерода карбонатов Донецкого бассейна.— ДАН УССР. Серия Б, 1974, № 3, с. 225—227. 7. Панов Б. С., Шама-

ев М. И. О генезисе флюорита в карбонатных породах Донбасса.— Минералогия осадочных образований, 1976, вып. 3, с. 53—55. 8. Щеглов А. Д. Закономерности размещения и образования флюоритовых месторождений в областях тектоно-магматической активизации.— В кн.: Флюорит. М., Наука, 1976, с. 40—54. 9. Щербина В. В., Якубович К. И. Границы изоморфной сместимости в зависимости от генетических условий.— В кн.: Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 306—311. 10. Baumann L. Paläomagnetische Alterbestimmungen an einigen Mineralparagenesen des Freiburger Lagerstättenbezirkes.— Geologie, Bd. 16, n 7, 1967, S. 67—75. 11. Baumann L., Leeder O. Paragenetische Zusammenhänge der mitteleuropäischen Fluorit — Baryt — Lagerstätten. Freid. Forsch.— H. c. 266, 1969, S. 89. 12. Franzke H. I. Zur Bruchtektonik im Unterharz.— Z. geol. Wiss., 1976, Bd. 4, N 7, S. 1009—1022. 13. Leeder O. Geochemie der Selten Erden in natürlichen Fluoriten und Calciten. Freid. Forsch.— H. c. 209, 1967, S. 137. 14. Leeder O., Thomas R., Timmler A. Geochemisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen saxonischer Gang — lagerstätten.— Geol. Wiss. Reihe B. 1971, Bd. 16, N 1, S. 93—100. 15. Roedder E. Geochemistry of hydrothermal ore deposit. New York, 1967, 201 P. 16. Rösler H. I., Pilot I. Die zeitliche Einstufung der sächsisch thüringischen Ganglagerstätten mit Hilfe der K — Ar Methode. Freid. Forsch.— H. c. 209, 1967, S. 110. 17. Werner C. D. Geochemie und Paragenese der saxonischen Schwerspat — Fluspat — Gänge im Schmalkaldener River. Freib. Forsch.— H. c. 47, 1958, S. 172.

B. S. Panov, O. Leeder

GEOCHEMICAL FEATURES AND GENESIS  
OF FLUORITE MINERALIZATION  
OF THE DONBAS AND SOUTHERN PART OF GDR

It is done the comparative characteristic of geological and mineralogy-geochemical features of fluorite mineralization in mentioned regions of the Eastern and Central Europe. The TR- and strontium distribution in fluorites of different generations and isotopic composition of oxygen and carbon in minerals paragenetically connected with fluorite are studied in detail.

УДК 550.42

П. С. ҚАРМАЗИН, канд. геол.-мин. наук,  
Отдел сейсмологии Института геофизики АН УССР

СОДЕРЖАНИЕ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ  
В ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩЕ ДОНБАССА

Как известно, на вопрос об источниках рудного вещества гидротермальных месторождений во многих случаях пока еще нет однозначного ответа. Традиционные взгляды на магматические образования как на источники руд в последнее время рядом исследователей ставятся под сомнение. Этот вопрос особенно актуален для Донбасса, где магматизм развит относительно слабо, но известны рудные гидротермальные месторождения и проявления. Поэтому для выделения возможных источников рудного вещества необходимо рассмотреть содержания и распределения рудных элементов в осадочных породах этого региона.

Господствующие, каменноугольные отложения Донбасса представлены сланцами, песчаниками и известняками. Турней-

ский и большая часть визейского ярусов сложены сплошной толщей известняков мощностью 300—600 м. Выше располагается толща переслаивания сланцев (алевролитов и аргиллитов) и песчаников с прослоями известняков и углей. Основной объем в ней занимают сланцы (65—70%), значительно меньший — песчаники (25—30%). Известняки и угли занимают ничтожный

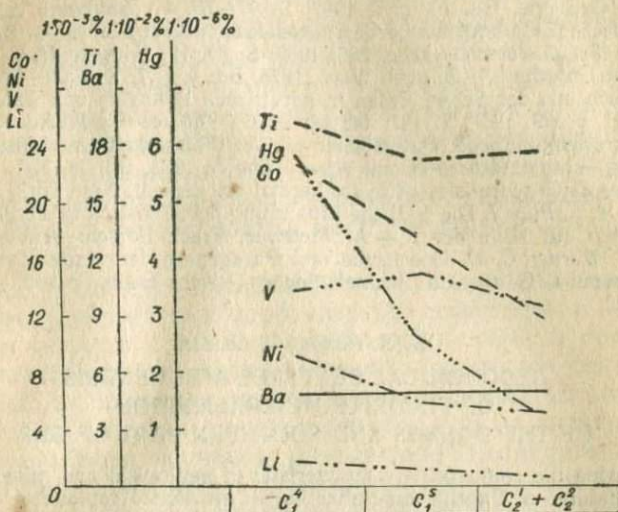


Рис. 1. Средневзвешенные на мощность литологических разностей содержания элементов в породах Амвросиевского района Донбасса.

объем (вместе около 1%). Суммарная мощность каменноугольных отложений достигает 18 000 м в центральной части Донбасса.

Изучение содержаний элементов выполнено в Амвросиевском геологическом районе на площади 305 км<sup>2</sup>. Осадочная толща здесь подразделяется на четыре свиты: бешевскую (С<sup>4</sup><sub>1</sub>), амвросиевскую (С<sup>5</sup><sub>1</sub>) нижнего карбона и нагольчанскую I (С<sup>2</sup><sub>1</sub>), нагольчанскую II (С<sup>2</sup><sub>2</sub>) среднего карбона. Каждая из них сложена ритмически чередующимися известняками, сланцами, песчаниками. Суммарная мощность указанных свит — около 2800 м. Анализ выполнен на следующие элементы: кобальт, никель, титан, ванадий, литий, барий, ртуть (см. таблицу).

Средневзвешенные на мощность названных пород содержания элементов показаны на рис. 1. Данные таблицы и графики показывают, что перечисленные элементы в осадочных породах распределены различно и неравномерно. При этом количество бария во всех свитах одинаково. Почти не изменяется от свиты к свите количество лития, никеля, ванадия и титана. Но содер-

жания и количество кобальта иртути заметно уменьшаются от свиты  $C^4_1$  к  $C^5_1$  и  $C^1_2$ ,  $C^2_2$ . Средние содержания ртути и кобальта, отнесенные к мощностям известняков, сланцев и песчаников, показаны на рис. 2, 3.

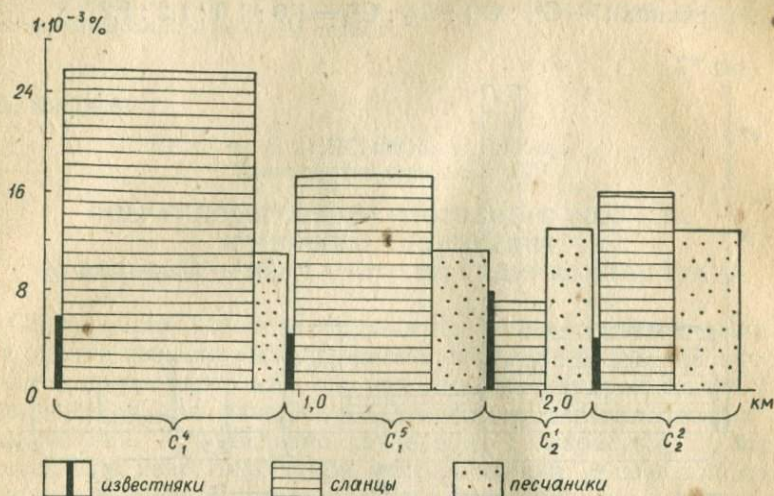


Рис. 2. Гистограмма содержаний кобальта в породах Амвросиевского района Донбасса.

Кобальт сосредоточен преимущественно в сланцах. В этих породах концентрации кобальта уменьшаются от максимальных в свите  $C^4_1$  до минимальных в свите  $C^1_2$ , незначительно увеличиваясь в свите  $C^2_2$  по сравнению с  $C^1_2$ . Для песчаников такая за-

Средние содержания элементов.

Породы	Свиты	Кол-чест о анализов	Co, $1 \cdot 10^{-3}\%$	Mn, $1 \cdot 10^{-3}\%$	Ti, $1 \cdot 10^{-2}\%$	V, $1 \cdot 10^{-3}\%$	Li, $1 \cdot 10^{-3}\%$	Ba, $1 \cdot 10^{-2}\%$	Hg, $1 \cdot 10^{-6}\%$
Известняки	$C^2_2$	5	4	2	5	1	1	5	3
Сланцы		18	16	5,6	21,5	14,1	1	4	0,6
Песчаники		26	12,9	3,8	17,5	10,7	0,7	3,3	2
Известняки	$C^1_2$	15	8	4	9	7	0	2	0
Сланцы		27	7	6,1	17,2	14	0,2	4,3	0
Песчаники		33	12,8	7,1	16,6	11,2	0,1	5	0,8
Известняки	$C^5_1$	32	4,5	2,5	4,7	3,5	0,9	3,9	2,6
Сланцы		41	17,2	6,3	19,1	16,7	0,9	4,6	1,5
Песчаники		50	11,3	3,4	11,8	8,3	0,5	1,4	3,3
Известняки	$C^4_1$	33	5,9	3	3,7	3,8	0	4,1	2,3
Сланцы		30	25,5	10,5	16,8	15	1,7	4,1	4,3
Песчаники		15	11	4,6	24	9	1	2,4	14,2

кономерность отсутствует. Соотношение средних содержаний кобальта в целом по свитам и по преобладающим литологическим разностям следующее: сланцы, песчаники —  $C^5_1 : C^4_1 : C^1_2 : C^2_2 = 1 : 0,8 : 0,5 : 0,8$ ; сланцы —  $C^5_1 : C^4_1 : C^1_2 : C^2_2 = 1 : 0,7 ; 0,3 : 0,6$ ; песчаники —  $C^5_1 : C^4_1 : C^1_2 : C^2_2 = 1,0 : 1,0 : 1,2 : 1,2$ .

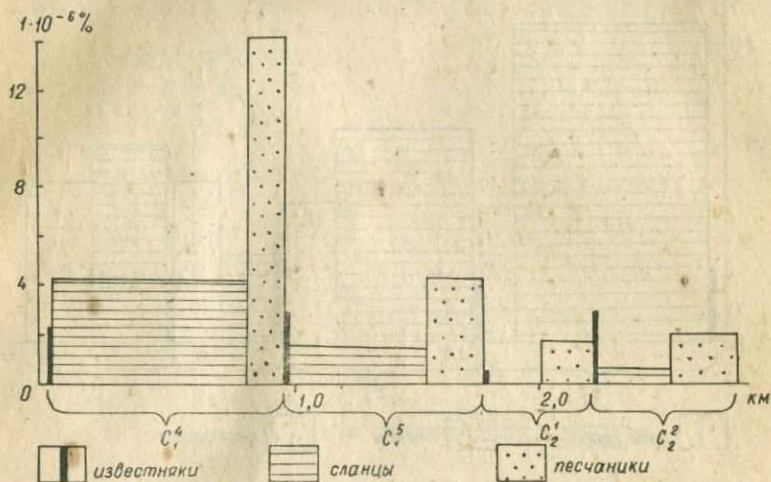


Рис. 3. Гистограмма содержаний ртути в породах Амвросиевского района Донбасса.

Ртуть сосредоточена в песчаниках и сланцах. При этом концентрации ее выше в песчаниках, чем в сланцах, что характерно для всех свит. Отчетливо прослеживается уменьшение концентраций в сланцах и песчаниках от максимальных к свите  $C^4_1$  через свиту  $C^5_1$  к минимальным в свите  $C^1_2$ . В свите  $C^2_2$  концентрации ртути несколько выше, чем в  $C^1_2$ , но ниже, чем в свитах  $C^4_1$  и  $C^5_1$ .

Соотношения средних содержаний в целом по свитам и по преобладающим литологическим разностям следующие: сланцы, песчаники —  $C^4_1 : C^5_1 : C^1_2 : C^2_2 = 1 : 0,4 : 0,1 : 0,3$ ; сланцы —  $C^4_1 : C^5_1 : C^1_2 : C^2_2 = 1 : 0,3 : 0 : 0,2$ ; песчаники —  $C^4_1 : C^5_1 : C^1_2 : C^2_2 = 1 : 0,2 : 0,1 : 0,1$ .

Таким образом, в исследуемом районе существует зависимость между концентрациями ртути и кобальта в сланцах и песчаниках от возраста этих пород: более древним отложениям соответствуют более высокие концентрации.

Следовательно, с точки зрения осадочных пород как источника ртути и кобальта при рудообразовании предпочтение следует отдать низам осадочной толщи (механизм мобилизации рудного вещества здесь не рассматривается).

TRASE-ELEMENTS DISTRIBUTION  
IN SEDIMENTARY ROCKS OF THE DONBAS

In sedimentary rocks of the Donbas the highest concentrations of cobalt and mercury correspond to the oldest deposits.

УДК 621.039.86

В. А. АНИСИМОВ, ст. геолог,  
Министерство геологии УССР

**ОПЕРАТИВНАЯ ОЦЕНКА ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА  
УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ  
ПО ВАЛОВЫМ ПРОБАМ С НИЗКИМ СОДЕРЖАНИЕМ УРАНА**

Определение возраста оруденения имеет большое значение для оценки выявляемых рудопроявлений урана, так как оно позволяет подтвердить или опровергнуть их синхронность с промышленными для данного геологического региона типами месторождений. Установление оруденения с возрастом, не характерным для известных типов месторождений, в совокупности с данными о сходстве геологического строения дает возможность более обоснованно прогнозировать месторождения новых для изучаемого региона типов, имеющих промышленное значение за его пределами. Кроме того, получение возможно большего количества определений возраста по самым разным по генезису и условиям локализации уранопроявлениям совершенно необходимо для создания объективных представлений об урановых эпохах и для выделения новых эпох, знание которых также может привести к открытию месторождений новых типов.

Решение всех перечисленных задач сдерживается ограниченностью геохронологических данных, которые в достаточном количестве имеются практически только по рудам промышленных месторождений. В то же время существует возможность оперативной оценки приближенного возраста любого проявления урана при отсутствии массового селективного привноса (выноса)  $^{206}\text{Pb}$  или  $^{207}\text{Pb}$ .

Для определения приближенного возраста оруденения предлагается использовать свинцово-изохронный метод. Его теория изложена в работах Э. В. Собоновича [4], А. И. Тугаринова [5] и других авторов. Суть его заключается в определении возраста по отношению  $^{207}\text{Pb}$  к  $^{206}\text{Pb}$ , накопившихся при распаде урана за время существования радиоактивной минерализации. Возраст устанавливается по углу наклона прямой (изохроны) вида  $y = vx + a$ , построенной в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Тангенс угла наклона изохроны представляет собой отношение  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в радиогенной добавке, которое по таблице Л. Р. Стиффа и др. [1] дает возраст в миллионы лет.

До сих пор метод свинцово-свинцовых изохрон использовался главным образом для установления возраста пород. В частности, А. И. Тугаринов [5] применял его для определения возраста ятулийской формации Карелии и нижней свиты Криворожской серии УЩ, Э. В. Собонович [4] — для установления возраста пород Среднего Приднэпровья и коростышевских гранитов северо-западной части УЩ и для геохронологических исследований по другим регионам. Во всех случаях метод применялся на базе результатов анализа изотопного состава свинца, выполненного на масс-спектрометрах.

В данной статье обосновывается возможность определения возраста уранового оруденения свинцово-изохронным методом по валовым необогащенным пробам с низким ( $\geq 0,005$ — $0,01\%$ ) содержанием урана на основании анализа изотопного состава свинца на изотопно-спектральной установке УИСА-64 М. Применение таких исследований в практике оценочных работ значительно ускорит процесс накопления хронологических данных по урановому оруденению.

Сравнительно низкая точность определения изотопного состава свинца на изотопно-спектральных установках породила скептическое отношение специалистов к использованию этих анализов для определения возраста геологических образований. Однако небольшая стоимость анализов, высокая производительность изотопно-спектральных установок и вытекающая отсюда возможность их массового применения позволяют подойти к этому вопросу с несколько иной точки зрения.

Известно, что метод точных измерений некоторого параметра в ряде случаев можно без ущерба для конечного результата заменить менее точным. Такая замена будет равноценной при соблюдении следующих трех условий:

- 1) количество менее точных измерений в необходимой мере превышает количество точных измерений;
- 2) случайные погрешности измерений распределены по нормальному закону;
- 3) систематические расхождения между методами измерений отсутствуют или их величины пренебрежимо малы.

Реальность выполнения первого из этих условий при замене масс-спектрометрических анализов изотопно-спектральными показана выше.

Проведенное В. Б. Зайцем исследование случайных погрешностей определения изотопного состава свинца 27 проб, анализы которых использованы в настоящей статье, показало, что распределение величин погрешностей не противоречит нормальному до уровня вероятностей 99% (расчетные значения критерия  $\chi^2$  равны 3,57, 3,84, 6,96 и 2,67 соответственно для  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{204}\text{Pb}$  при теоретическом минимуме  $\chi^2 \geq 12,6$ . Критерий Колмогорова  $\lambda$  дал те же результаты.

Нормальное распределение погрешностей анализов изотопно-

го состава свинца позволяет применить известную теорему об ошибке среднего [3]  $\sigma_t = \sigma/\sqrt{n}$ , где  $\sigma_t$  — среднеквадратичная ошибка оценки изотопного возраста из  $n$  проб,  $\sigma$  — ошибка оценки той же величины по единичной пробе.

Об отсутствии существенных систематических ошибок использованных анализов изотопного состава свинца свидетельствует приведенное в табл. 1 сопоставление результатов изотопно-спектрального и масс-спектрометрического анализов.

Следует иметь в виду, что оценка возраста по группе однородных проб помимо снижения вероятности ее аналитической погрешности уменьшает и влияние на конечный результат нарушения равновесия в уран-свинцовой системе изучаемого объекта, максимально проявляющееся также в единичных пробах.

Таким образом, используя для каждого определения изотопно-спектральный анализ свинца группы проб, можно обеспечить объективность получаемых результатов, достаточную для оценки приближенного возраста руд, даже ориентировочное знание которого играет большую роль в геологической практике.

Таблица 1. Сопоставление результатов изотопно-спектрального и масс-спектрометрического анализов по [4] и [2]

Номер пробы	Изотопный состав, отн. %							
	Масс-спектрометрический метод				Изотопно-спектральный метод			
	<sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb	<sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb
1	1,37	25,24	21,33	52,06	1,40	25,25	20,86	52,48
1	1,37	25,20	21,25	52,18	1,37	25,62	21,12	51,88
2	1,29	28,76	20,53	49,44	1,35	27,42	20,97	50,24
3	0,26	9,57	4,23	85,94	0,23	10,28	4,68	84,82
4	0,01	88,06	10,40	1,54	—	87,84	10,20	1,96
1/62	1,38	24,85	21,65	52,22	1,30	24,90	21,1	52,7
201/62	1,38	24,86	21,36	52,44	1,29	25,2	21,4	52,1
205/62	1,36	24,88	21,34	52,42	1,24	25,2	20,3	53,2
769/53	1,30	24,91	21,80	51,99	1,38	24,4	20,7	53,9
260/61	1,48	23,80	22,43	52,29	1,22	23,9	22,1	52,8
140/63	1,40	24,26	21,43	52,52	1,50	24,9	21,2	52,4
665/65	1,397	24,70	21,68	52,19	1,40	25,7	21,5	51,2
601/62	1,363	24,94	21,31	52,38	1,30	26,3	20,3	52,1
604/62	1,341	26,40	20,91	51,14	1,40	26,2	20,8	51,5
605/62	1,372	25,48	21,09	52,03	1,45	25,9	20,7	52,1
610/62	1,370	25,62	20,99	51,99	1,15	26,2	20,2	52,2
616/62	1,348	25,12	21,30	52,19	1,35	27,1	21,0	50,4
617/62	1,149	37,77	18,59	42,46	0,6	39,2	17,9	42,3
618/62	1,364	26,35	20,85	51,44	1,35	27,5	22,1	49,0
623/62	1,353	24,86	21,12	52,70	1,35	26,4	22,3	49,9
635/62	1,387	27,11	20,50	51,00	1,25	27,1	20,5	51,0
642/62	1,118	37,73	18,50	42,44	0,8	37,4	19,4	42,4
643/62	1,370	24,78	21,40	52,43	1,35	26,3	22,4	49,8
645/62	1,334	26,25	21,10	51,29	1,45	27,8	20,3	50,3
646/62	1,374	26,42	21,21	51,00	1,15	26,6	21,1	51,0

Проведено определение возраста двух объектов (I и II) в метаморфических и ультраметаморфических породах докембрия и одного (III) в образованиях карбона.

Докембрийские объекты представляют собой вкрапленную урановую минерализацию в метасоматических альбититах, образованных в зонах разломов по плагиоклаз-микроклиновым

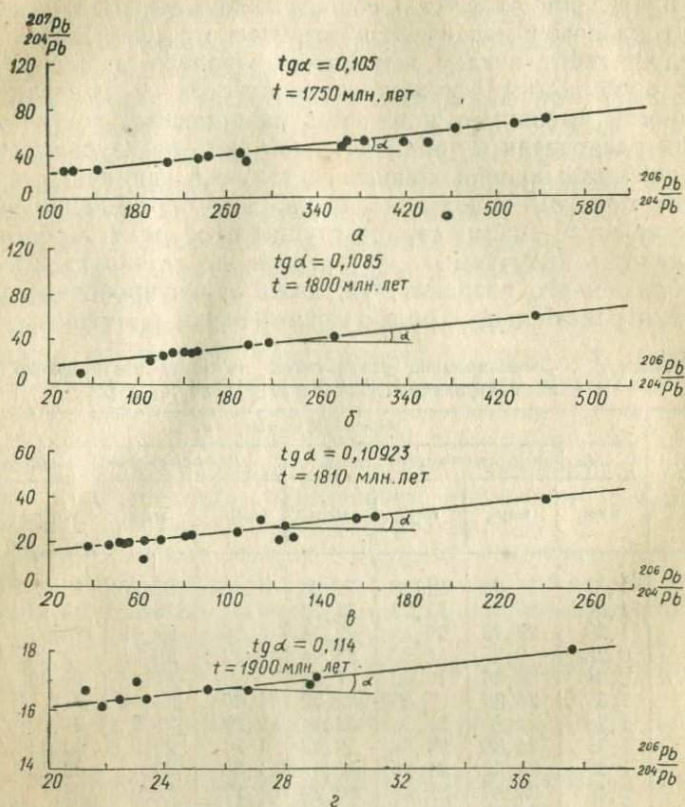


Рис. 1. Результаты определения возраста свинцово-изохронным методом по объекту I:

альбититы с содержанием урана  $\geq 0,03\%$  (а),  $\geq 0,01 - < 0,03\%$  (б) и  $\geq 0,005 - < 0,01\%$  (в), альбититы безуранные (содержание урана  $< 0,005\%$ ) (г).

гранитам и биотитовым гнейсам на объекте I и по гранитам и мигматитам на объекте II. Объект в карбоне представляет собой урановое оруденение в обогащенном углистым материалом песчано-глинистых осадках.

Возраст определяли графически (рис. 1—3) и рассчитывали на ЭВМ МИР-1 по специальной программе, составленной В. Б. Зайцем и В. С. Цемой.

Материалом для исследования по докембрийским объектам послужили дубликаты обычных геохимических проб, отобранных для изучения геохимических ореолов в пределах рудоносной зоны, а по объекту в карбоне — пробы различного значения, взятые для изучения уранового оруденения.

По докембрийским объектам изотопный состав свинца определен на изотопно-спектральной установке УИСА-64 М в Лабо-

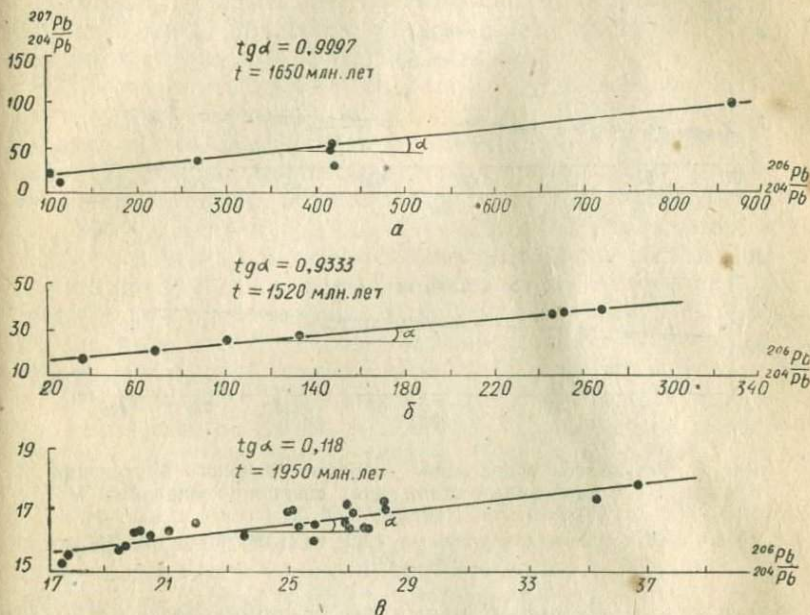


Рис. 2. Результаты определения возраста свинцово-изохронным методом по объекту II:

альбититы с содержанием урана  $\geq 0,03\%$  (d) и  $\geq 0,01 - < 0,03\%$  (б), альбититы безуродные (содержание урана  $< 0,005\%$ ) (в).

ратории стабильных изотопов ИГФМ АН УССР (руководитель Ф. И. Жуков), по объекту в карбоне — на такой же установке в лаборатории ВИРГа.

По объекту I возраст определяли в трех классах проб с повышенным содержанием урана ( $\geq 0,03\%$ ,  $0,01 - 0,029\%$  и  $0,005 - 0,009\%$ ) и в пробах безуродных альбититов со средним содержанием урана  $0,0022\%$ . Результаты определений приведены на рис. 1.

В первый класс вошли 16 проб, из них четыре имеют содержание урана от  $0,040$  до  $0,045\%$  и 12 — более  $0,05\%$ . Возраст, определенный графически, равен  $1750$  млн. лет, рассчитанный —  $1710 \pm 60$  млн. лет.

Во второй класс вошли 11 проб с содержанием от  $0,01$  до  $0,025\%$ . Возраст, определенный графически, равен  $1800$  млн. лет, рассчитанный —  $1830 \pm 50$  млн. лет.

В третий класс включены 18 проб с содержанием урана от 0,005 до 0,0098%, из них в 11 пробах содержание колеблется от 0,005 до 0,007%. Возраст, определенный графическим путем, составляет 1810 млн. лет, рассчитанный —  $1800 \pm$  млн. лет.

Из приведенных данных следует, что все три класса проб с повышенным содержанием урана дают сопоставимые значения

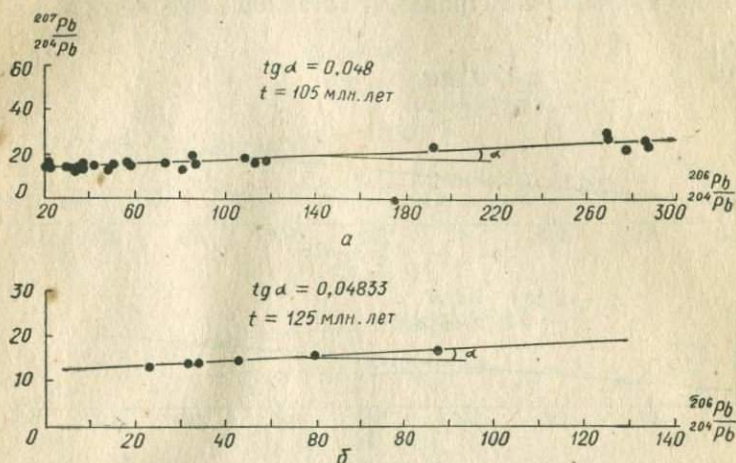


Рис. 3. Результаты определения возраста уранового оруденения объекта III в карбонových отложениях свинцово-изохронным методом:

группа проб с содержанием урана от 0,001 до 1,92% (а) и от 0,01 до 0,03% (б).

возраста с максимальным размахом колебания его в 120 млн. лет. Среднее значение — 1790 млн. лет полностью соответствует средней величине возраста урановых минералов объекта I, установленного ранее по масс-спектрометрическим данным.

В группу проб безрудных альбититов вошли 10 проб с содержанием урана от 0,0004 до 0,0026%. Графический способ определения возраста дал величину 1900 млн. лет, рассчитанный —  $1850 \pm 300$  млн. лет. Возраст безрудных и «слаборудных» (содержание урана — 0,005—0,03%) альбититов определен и по обыкновенному свинцу так называемым «грубым свинцовым методом», описанным А. И. Тугариновым [5].

Вычисленный по отношению  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  возраст для безрудных альбититов — 1860—310 млн. лет, для «слаборудных» —  $1940 \pm 390$  млн. лет. Полученные значения хорошо согласуются с известными представлениями о возрасте метасоматических альбититов, составленными на основании возраста наложенной на них урановой минерализации и возраста гранитов, подвергшихся альбитизации.

По объекту II исследованы три группы проб (рис. 2). Две — рудные с содержанием урана  $\geq 0,03\%$  и от 0,01 до 0,029% и одна — безрудных альбититов, вмещающих оруденение, со средним содержанием урана 0,0012%.

В первую группу вошли семь проб с содержанием урана от 0,03 до 0,049%. Графически по ним установлен возраст в 1650 млн. лет, расчетом —  $1550 \pm 60$  млн. лет.

Вторая группа состоит из семи проб с содержанием урана от 0,01 до 0,026%. Возраст, определенный графически, — 1520 млн. лет, рассчитанный —  $1500 \pm 100$  млн. лет.

Полученные значения возраста оруденения согласуются с имеющимися данными для браннерита — 1770 — 90 млн. лет, если учесть, что браннерит и на объектах I и II образован в начальную стадию процесса рудообразования, общая продолжительность которого, по мнению ряда исследователей, оценивается в 200 млн. лет от 1600 до 1800 млн. лет. Наша оценка приближенного возраста базируется на изотопном составе валового свинца оруденения, который определяется теми минералами, которые в нем преобладают. В оруденении объекта II преобладают сложные уран-титановые окислы и силикаты урана, которые завершают рудный процесс около 1600 млн. лет назад.

В группу проб безрудных альбититов вошли 25 проб с содержанием урана от 0,0004 до 0,0036%. Графический способ определения возраста дал величину 1950 млн. лет, расчетный —  $1940 \pm 450$  млн. лет.

Обращает на себя внимание рост величины отклонения точек, выраженной в млн. лет, от изохрон по группам проб с меньшим содержанием урана по обоим объектам. В классе руд с содержанием урана  $\geq 0,03\%$  отклонение составляет 60;  $0,01 \div 0,029\%$  —  $50 \div 100$ ;  $0,005 \div 0,009\%$  — 120 и в безрудных альбититах —  $300 \div 450$  млн. лет.

Так как анализ изотопного состава свинца произведен в одной и той же лаборатории и одновременно для всех групп проб по каждому объекту, то это не может быть следствием аналитических ошибок.

Объяснить указанную закономерность можно большим влиянием миграции свинца в пробах с меньшим содержанием урана, в связи с меньшей долей радиогенного свинца в них. Причем наиболее часто наблюдается обогащение проб  $^{206}\text{Pb}$ , что видно по смещению точек в ту часть графиков, которая расположена ниже изохрон.

По объекту в карбоне изохрона (рис. 3) строилась по 28 пробам, из которых две имеют содержание урана от 0,001 до 0,003%, шесть — от 0,01 до 0,03%, семь — от 0,03 до 0,08%, 11 — от 0,1 до 0,6% и две — 1,72 и 1,92%. Все пробы достаточно хорошо аппроксимируются изохроной, хотя разброс точек от изохроны более значительный по сравнению с рудами докембрийских объектов. Возраст руд по данной изохроне —  $105 \pm 88$  млн. лет.

Из указанной группы выделено шесть проб с содержанием урана от 0,012 до 0,027%, и по ним отдельно выполнены расчеты возраста; получен возраст — 125 млн. лет.

Как следует из приведенных данных, возраст постдокембрийского оруденения предлагаемым способом определяется менее надежно, что вполне естественно, так как, например, ошибка в отношении  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , равная  $33 \cdot 10^{-4}$ , по оруденению возрастом 2000 млн. лет дает отклонение последнего на 50 млн. лет, а та же ошибка для оруденения возрастом 200 млн. лет отклоняет его примерно на 150 млн. лет. Однако даже по мезозойским рудам представляется возможным установление ориентировочного времени их формирования.

Для всех трех объектов возраст определен также по свинцово-свинцовым изохронам в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{208}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ . Возраст докембрийских объектов, полученный таким способом, практически идентичен приведенному выше. По объекту в карбоне получен значительно более высокий возраст —  $690 \pm 390$  млн. лет, превышающий возраст вмещающих оруденение пород.

Отсюда следует, что при определенных сочетаниях содержания урана и тория, а также возраста и характера распределения урановой и ториевой минерализации в рудах (в частности, очень низкое  $1 - 3 \cdot 10^{-3}\%$  равномерное содержание тория и близкий возраст урановой и ториевой минерализации, что имеет место в рассматриваемых докембрийских объектах) нормирование «урановых» изотопов свинца можно производить по «ториевому» свинцу.

Введение поправки за накопление  $^{208}\text{Pb}$  может расширить область практического применения данного вида нормирования, однако этот вопрос требует дополнительных исследований.

В природе нередки случаи, когда оруденение сформировано в два (а иногда и более) значительно удаленных друг от друга по времени этапа или нарушено равновесие между дочерними и материнскими изотопами. Во всех этих случаях возраст, установленный свинцово-изохронным методом, в той или иной степени отличается от истинного.

Для того чтобы подтвердить достоверность полученных значений, а при нарушении указанного равновесия иметь возможность интерпретировать их в качестве относительных величин, ограничивающих возможное время формирования оруденения или его отдельных этапов, свинцово-изохронный метод целесообразно комплексовать с уран-свинцовым методом, обычно применяемым для определения возраста по радиоактивным минералам [5].

В отличие от классического варианта уран-свинцового метода, выполненного на базе масс-спектрометрического определения изотопного свинца, урана и тория, необходимых при единичных расчетах возраста по монофракциям минералов, в данной статье использованы те же, что и при построении свинцово-свинцовых

изохрон, результаты изотопного состава свинца валовых проб, а содержания валового свинца, урана и тория в них установленны широко применяемым на практике, высокопроизводительным рентгеноспектральным методом.

По каждому отношению определены значения возраста во всех частных пробах с поправкой на обыкновенный свинец по возрасту вмещающих рудную минерализацию пород и вычислены средние значения, которые в дальнейшем и интерпретировались.

Расчеты выполнены на ЭВМ МИР-1 по программе, составленной В. С. Цемой. Результаты расчетов приведены в табл. 2.

Сопоставляя результаты определения возраста уран-свинцовым и свинцово-изохронным методами для рассматриваемых в настоящей статье объектов, следует отметить их в целом удовлетворительную сходимость. В частности, по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , которое считается наиболее эффективным для докембрийских руд и минералов, по объектам I и II результаты практически совпадают с результатами свинцово-изохронных определений. Все это подтверждает высокую достоверность последних.

В то же время некоторое завышение значений возраста, рассчитанных уран-свинцовым методом по отношениям  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , позволяет предполагать незначительный вынос урана

Таблица 2. Результаты определения приближенного возраста уран-свинцовым методом

Класс проб по содержанию урана, $1 \cdot 10^{-3} \%$	Количество проб	Среднее содержание, $1 \cdot 10^{-3} \%$			Изотопный возраст, млн. лет			
		U	Th	Pb/вал	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$
<b>Объект I</b>								
$\geq 30$	16	42,4	1,0	22,5	$1750 \pm 80$	$2100 \pm 570$	$1810 \pm 320$	$1990 \pm 600$
$\geq 10 < 30$	11	15,8	1,1	9,0	$1790 \pm 140$	$1660 \pm 270$	$1970 \pm 270$	$1200 \pm 250$
$\geq 5 < 10$	18	7,0	1,0	5,0	$1730 \pm 90$	$2000 \pm 180$	$1850 \pm 100$	$2000 \pm 270$
Среднее					1750	1920	1880	1730
<b>Объект II</b>								
$\geq 30$	7	39,0	1,4	19,3	$1550 \pm 50$	2560—310	$2000 \pm 150$	0
$\geq 10 < 30$	7	19,0	1,0	13,1	$1590 \pm 50$ 1570	1690—220 2120	$1800 \pm 210$ 1900	$2490 \pm 600$ 2490
<b>Объект III</b>								
Все пробы в целом	28	268,9	1,2	9,8	$120 \pm 90$	$140 \pm 10$	$90 \pm 50$	—
В том числе $\geq 10 < 30$	6	20,9	1,0	4,8	—	$90 \pm 20$	—	—

из оруденения всех трех объектов, максимально проявившийся в пробах с более высоким содержанием урана на докембрийских объектах.

Проведенными исследованиями показана возможность оперативного определения приближенного возраста уранового оруденения по валовым необогащенным пробам на основании анализа изотопного состава свинца в них на изотопно-спектральной установке УИСА-64 М. Еще более эффективно применение для этой цели изотопно-спектральной установки УИСА-72, обладающей большей производительностью, лучшей воспроизводимостью и большей чувствительностью.

Значения возраста, полученные предлагаемым способом, тем более надежны, чем больше урана в рудах и чем древнее оруденение. Поэтому для докембрийского оруденения возраст можно определить при содержании урана в пробах, равном 0,005% и более, а для постдокембрийских — 0,01—0,03% и более.

Возраст оруденения свинцово-изохронным методом следует определять графически и рассчитывать. Предварительное построение графика дает возможность исключить из последующего расчета пробы с изотопным составом свинца, явно не соответствующим таковому в большинстве проб.

Полученные в данной работе значения приближенного возраста хорошо согласуются с его определениями, выполненными по урановым минералам с изучением изотопного состава свинца в них на масс-спектрометрах.

Приближенный возраст оруденения объекта I составляет 1750 млн. лет, объекта II — 1650 млн. лет, т. е. основная рудная фаза на объекте II моложе на 100 млн. лет.

Вмещающие оруденение альбититы на обоих объектах древнее оруденения: на объекте I — ориентировочно на 100—150, на объекте II — на 300 млн. лет.

Приближенный возраст уранового оруденения в карбоновых отложениях однозначно указывает на его наложенный характер и позволяет ориентировочно предполагать его образование в нижнемезозойское время.

Изложенный способ определения приближенного возраста рекомендуется применять для оперативной оценки времени формирования оруденения вновь встречаемых и уже известных уранопроявлений, уточняя его в дальнейшем определениями с использованием масс-спектрометров по наиболее важным в научном и практическом отношении объектам.

Этот способ можно использовать для оценки времени формирования не только уранового и урано-ториевого оруденения, но и любого другого рудного объекта, содержащего то или иное количество урана. По урану в виде собственных первичных минералов или в виде изоморфной примеси входящему в состав руд тория, редких земель и редких металлов непосредственно определяется возраст последних. Установленные факты нало-

жения радиоактивной минерализации на нерадиоактивную (или наоборот) позволяют установить верхнюю или нижнюю границы возраста нерадиоактивных руд, что также часто имеет большое практическое значение.

По скоплениям акцессориев или иным способом сингенетическим обогащенным ураном породам можно определять возраст таких пород, а по наложенной радиоактивной минерализации — его нижний предел.

**Список литературы:** 1. *Войткевич Г. В.* и др. Краткий справочник по геохимии. М., Недра, 1970, 278 с. 2. *Данилов Л. Т., Кешинян Г. О., Бугров Н. М.* Подвижность изотопов свинца в горных породах. — Геохимия, 1969, № 5, с. 582—588. 3. *Митропольский А. К.* Техника статистических вычислений. М., Наука, 1971, 576 с. 4. *Соботович Э. В.* Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М., Атомиздат, 1970, 349 с. 5. *Тугаринов А. И.* Общая геохимия. М., Атомиздат, 1973, 288 с.

V. A. Anisimov

#### OPERATIVE ESTIMATION OF ISOTOPE AGE OF URANIC MINERALIZATION THROUGH GROSS SAMPLES WITH LOW CONTENT OF URANIUM

The possibility to use the results of isotope spectral analysis of lead for the definition of approximate isotope age of ores of radioactive elements on the basis of gross samples with low (0,005—0,01%) content of uranium is substantiated.

It is recommended to define the approximate age with leadisochronous method combining it with uranium-thorium-lead method to control the extent of balance of the uranium-lead system of the studied object and consequently the correctness of the date obtained.

УДК 552.322

Л. Ф. КОТВИЦКИЙ, ст. геолог,  
Житомирская геологическая экспедиция,

Г. Г. ПАВЛОВ, мл. науч. сотр.,  
Киевский университет

#### О СООТНОШЕНИИ ДАЙКОВОГО И ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО КОМПЛЕКСОВ КОРОСТЕНСКОГО ПЛУТОНА

При поисково-съёмочных работах часто возникает вопрос о возрастном соотношении и генетической связи как отдельных фациальных разновидностей, так и в целом фаций и формаций горных пород. Это касается и наиболее крупных магматических построек Украинского щита — плутонов, где до сих пор окончательно не выяснена взаимосвязь центральных и краевых комплексов, дайковых образований с породами плутонов.

В данной статье сделана попытка рассмотреть связь дайкового и габбро-анортозитового комплексов Коростенского плутона с использованием разносторонней гаммы геологических, петрохимических и геохимических данных, а также специальных методов многомерного статистического анализа [5, 6, 9].

Главными объектами исследования были малые тела и дайковые образования основного состава северной части Коростенского плутона: габбро-диабазы и мелкозернистые габбро Рудня-Базарского тела (Недашковский блок), габбро-диабазы и диабазовые порфириды Звиздаль-Залесской интрузивной залежи, дайки диабазов и диабазовых порфиритов в зонах Селецкого и Обиховского разломов, диабазы и диабазовые порфириды с. Пугачевка, андезито-базальты Малинской дайки Звиздаль-Залесской зоны разлома, а также многочисленные опубликованные данные [1—4, 7, 8, 10—12].

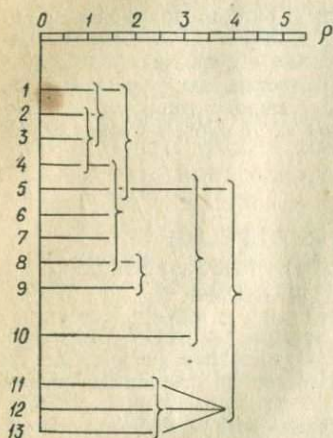


Рис. 1. Схема группирования основных пород северо-западной части Украинского щита:

1 — габбро Володарско-Волянского массива; 2 — габбро-анортозиты и анортозиты Володарско-Волянского массива; 3 — анортозиты и габбро-анортозиты Чоповичского массива; 4 — габбро-анортозиты Федоровского массива; 5 — габбро Федоровского массива; 6 — габбро и габбро-диабазы Рудня-Базарского тела; 7 — габбро-диабазы Звиздаль-Залесской дайки; 8 — габбро и габбро-анортозиты Юровского массива; 9 — диабазы и диабазовые порфириды с. Пугачевка; 10 — диабазы, Осницкий блок, с. Рокитное; 11 — габбро-нориты, Осницкий блок; 12, 13 — оливиновые габбро-диабазы, Осницкий блок.

На первом этапе задача сопоставления перечисленных дайковых образований с основными фациальными разновидностями пород Коростенского плутона предусматривала выделение среди представленных объектов групп с однородным признаковым пространством (по распределению элементов-примесей). При этом использовалась методика и программа разделения неоднородных совокупностей по неупорядоченным данным для ЭВМ [6, 9]. Для сравнительной характеристики на этом этапе были использованы и представители даечных образований Осницкого тектонического блока — диабазы с. Рокитное и оливиновые диабазы ст. Томашгород.

В результате проведенных расчетов среди исследуемых объектов четко обособилось несколько групп разной степени однородности (рис. 1): 1 — анортозиты и габбро-анортозиты главных массивов Коростенского плутона — Володарско-Волянского, Чоповичского, Федоровского (уровень объединения  $\rho=1$ ); 2 — габбро, габбро-нориты и габбро-анортозиты Федоровского и Юровского массивов ( $\rho=1,5$ ), к которым примыкают габбро Рудня-Базарского тела, габбро-диабазы Звиздаль-Залесской дайки; 3 — диабазовые порфириды Пугачевской дайки объединяются с габброидами Рудня-Базарского тела, габбро-диабазами Звиздаль-Залесской дайки и габброидами Юровского массива на уровне  $\rho=2$ ; 4 — породы Осницкого блока обнаружива-

ют достаточно высокую внутреннюю однородность (уровень объединения для них  $\rho=2,4$ ) и значимое отличие от пород Коростенского блока ( $\rho=4$ ).

На втором этапе исследований для выяснения степени тождественности габброидов Рудня-Базарского тела, Звиздаль-Залесской дайки главным членам габбро-анортозитовой формации Коростенского плутона использовался вариант многомерной классификации на ЭВМ по комплексу признаков при наличии обучающих эталонных объектов [5]. В качестве последних были приняты анортозиты, габбро-анортозиты и габбро Володарско-Волынского массива. Из табл. 1 следует, что абсолютное большинство опробованных скважин в пределах обоих тел вскрывает породы, геохимически аналогичные габбро-анортозитам Володарско-Волынского массива.

Таблица 1. Результаты классификации основных пород Коростенского плутона

Объекты распознавания	Номер скважины	Вероятность отнесения к эталонному объекту		
		анортозит	габбро-анортозит	габбро
Габбро-диабазы Звиздаль-Залесской дайки	1551	0,10	0,52	0,38
	1460	0,03	0,35	0,64
	1451	0,04	0,96	—
	1462	0,04	0,96	—
	1444	0,05	0,93	0,02
	1455	0,03	0,81	0,16
	1448	0,10	0,65	0,25
	1585	0,12	0,29	0,59
	1588	0,12	0,29	0,59
	1553	0,07	0,93	—
Габбро и габбро-диабазы Рудня-Базарского тела	1547	0,11	0,89	—
	1429	0,03	0,26	0,71
	1430	0,04	0,18	0,78
	1436	0,14	0,86	—
	1438	0,15	0,85	—

Анализ геохимических данных (табл. 2) показывает, что, несмотря на значительную вариацию содержаний отдельных элементов, рассматриваемые породы отчетливо характеризуются титановой специализацией, низкими концентрациями никеля, кобальта, хрома, ванадия и близкими к средним значениям для основных пород по А. П. Виноградову концентрациями молибдена, циркония, бария и свинца. Таким образом, по совокупности геохимических признаков намечается сходство пород дайкового и габбро-анортозитового комплексов Коростенского плутона.

Опираясь на экспериментальные исследования Л. Уэйджера и Г. Брауна, а также разработанную ими теорию становления расслоенных габбро-анортозитовых массивов в процессе кристаллизации и фракционной дифференциации [12], мы попыта-

лись представить ход химической эволюции магматического очага от этапа становления габбро анортозитового комплекса до заключительной стадии отделения дайковой интрузии. Для этого была использована с некоторыми изменениями диаграмма Уэджера и Дири рис. 2. На ней вдоль вариационной линии средних химических составов габброидов Коростенского плутона (табл. 3) в направлении анортозит—габбро—перидотит хорошо прослеживается ход фракционной дифференциации в сторону увеличения их железистости и уменьшения щелочности. По сравнению с петрохимически и петрологически близкими комплексами западной Латвии и Адирондакского массива (США), коростенские габброиды обеднены известью, за счет чего вариационные линии их химической дифференциации пространственно разобщены. Это же следует из сравнения средних химических составов: габброиды Адирондакского и Пилтенско-Рижского массивов хорошо параллелизуются с составом центральных базальтов, а габброиды Коростенского плутона — с андезитами по С. Р. Ноккольдсу [7]. Правее от вариационной линии габброидов Коростенского плутона располагается поле фигуративных точек составов малых интрузий и даек. Его контур вытянут в сторону угла общей щелочности и в целом параллелен вариационной линии составов пород известково-щелочного ряда по С. Р. Ноккольдсу. В рассматриваемом поле диаграммы линиями соединены естественные ассоциации пород даек и малых интрузий Коростенского плутона. Как видно из рис. 2, эти вариационные линии близки к аналогичной линии для габбро-анортозито-

Таблица 2. Средние содержания (г/т) химических элементов в основных породах Коростенского плутона

Номер	Ti	Cr	Ni	Co	V	Pb	Mo	Zr
1	508	41,6	12,7	18,6	87,3	5,63	1,7	171
2	4640	81,6	20,5	38,9	143	7,2	2,1	137
3	10690	69,8	28,6	50,3	120	9,9	4	252
4	7469	64	26,1	32,8	101	42,3	3,16	256
5	5780	53	20,4	15,9	66,3	17,0	3,4	312
6	6600	63	49	34	135	5,6	3,4	200
7	8900	30	19,3	23	205	13,2	3,2	181
8	8200	93	40	23	218	20,8	2,8	242
9	5340	133	101	45,4	214	5,1	2,9	173
10	7740	41,5	73,2	46,6	192	6,9	4,5	397

Примечание. 1 — анортозиты и габбро-анортозиты Володарско-Волынского массива; 2 — лейко-габбро Володарско-Волынского массива; 3 — габбро Рудня-Базарского тела; 4 — габбро-диабазы Звиздаль-Залесской дайки; 5 — диабазовые порфириты с. Пугачевка; 6 — андезит-базальты г. Малин; 7 — диабазовые порфириты скв. 1952; 8 — диабазы скв. 1936; 9 — оливиновые габбро-диабазы Осницкого блока; 10 — габбро-нориты Осницкого блока ст. То-машгород.

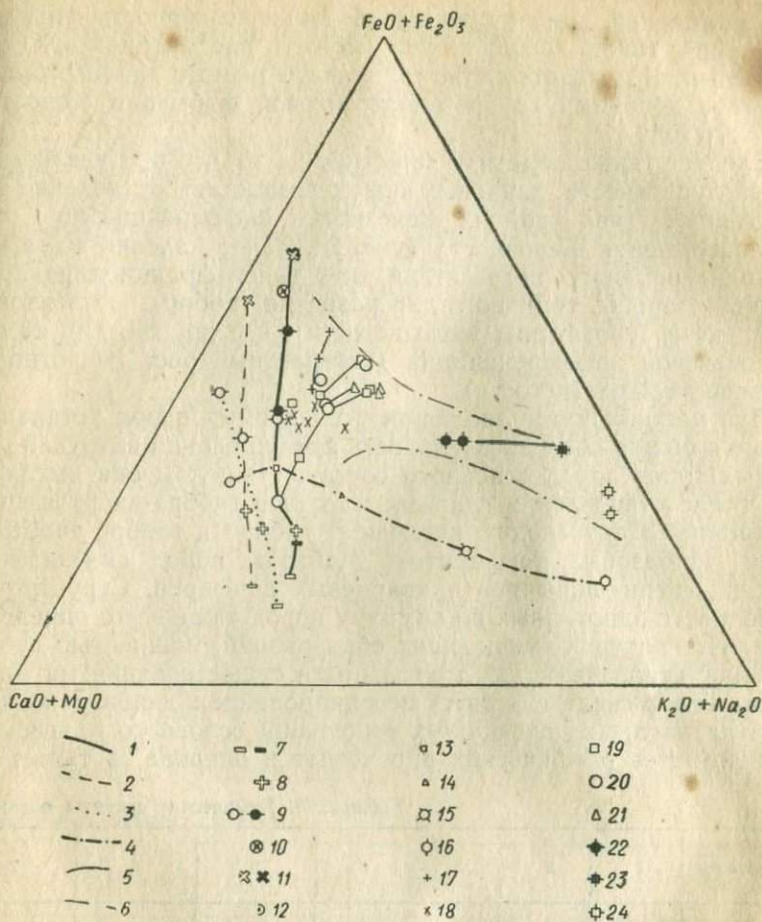


Рис. 2. Диаграмма соотношения  $(CaO+MgO) - (FeO+Fe_2O_3) - (K_2O+Na_2O)$  в породах дайкового и габбро-анортозитового комплексов Коростенского плутона. Вариационные линии фракционной дифференциации:

1 — Коростенского плутона; 2 — Пилтенско-Рижского массива; 3 — Адриондакского массива; 4 — вариационная линия эволюции средних химических составов главных типов пород по С. Р. Ноккольдсу; 5 — естественных ассоциаций пород дайкового комплекса Коростенского плутона; 6 — граница поля эволюции средних химических составов пород дайкового комплекса Коростенского плутона. Точки средних химических составов пород: 7 — анортозиты; 8 — габбро-анортозиты; 9 — габбро и габбро-нориты; 10 — пироксениты; 11 — габбро-перидотиты (залитые фигуративные точки — средние составы пород для Украинского щита по Ю. В. Кононову). Точки средних химических составов пород по С. Р. Ноккольдсу: 12 — центральные базальты; 13 — андезиты; 14 — дациты; 15 — трахиты; 16 — риолиты. Точки средних химических составов пород дайкового комплекса Коростенского плутона: 17 — мелкозернистые габбро и габбро-диабазы Рудня-Базарского тела; 18 — габбро-диабазы Звиздаль-Залесской дайки; 19 — диабазы и андезито-базальты; 20 — диабазовые порфириты; 21 — трахиандезиты и андезитовые породы; 22 — снейт-порфириты; 23 — ортофириты; 24 — кварцевые порфы.

вого комплекса, причем направление и интенсивность фракционирования также сходны, что может рассматриваться как существенное доказательство связи исследуемого дайкового комплекса с породами габбро-анортозитовой формации Коростенского плутона.

Следует также обратить внимание на то, что при увеличении общей кислотности дайковых пород возрастает отклонение фигуративных точек крайних железистых дифференциатов в сторону повышения щелочности (рис. 2). Такое явление возможно при одновременном воздействии двух типов фракционирования, с одной стороны, типичного для развития габбро-анортозитовых комплексов (увеличение железистости), а с другой, для камерной очаговой дифференциации (когерентный рост кислотности, щелочности, железистости).

При анализе путей эволюции исследуемых пород устанавливается и общая последовательность формирования интрузий различных типов пород основного состава. В целом она выглядит так: после становления главных массивов габбро-анортозитового комплекса происходит внедрение габбро и габбро-диабазов, затем диабазовых порфиритов, диабазов, пород андезитового состава, сиенит-порфиров и кварцевых порфиров. Структурные особенности однотипных по химизму пород чаще всего определяются температурой вмещающих образований, мощностью даек и глубиной становления. О длительности существования магматических камер свидетельствует ассоциирование в диабазовых порфиритах крупных порфировых выделений основного плагиоклаза и реликтов ромбических пироксенов и оливина, а также не-

Таблица 3. Химические составы основных

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	54,3	52,1	50,2	32,0	51,44	48,86	48,29
TiO <sub>2</sub>	0,3	0,8	2,2	5,3	2,02	2,24	3,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,4	23,2	16,0	6,1	13,30	17,47	14,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,1	5,7	12,4	35,2	4,24	2,23	2,67
FeO					13,26	4,70	12,92
MnO	1,2	2,2	4,7	6,6	0,06	0,11	0,07
MgO					3,07	3,82	3,54
CaO	9,3	9,1	8,2	9,3	6,58	6,87	7,21
Na <sub>2</sub> O					3,10	3,80	2,80
K <sub>2</sub> O	5,5	5,5	4,3	1,3	2,00	1,50	1,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					0,62	0,55	1,40
п. п. п.					0,52	1,14	1,37
Σ					100,25	100,29	100,09

Примечание: 1—4 — средние составы пород Коростенского плутона; габбро-перидотиты; 5—7 — габбро мелко- и среднезернистые Рудня-Базар-Звиздаль-Залесской дайки, 8 — скв. 1451; 9 — скв. 1455; 10 — скв. 1444; 11 — скв. 1521; 14 — скв. 1524.

прерывное и постепенное возрастание щелочности и железистости остаточного расплава.

Предполагаемые возрастные соотношения описываемых образований хорошо иллюстрируются данными о взаимоотношении их с вмещающими породами. Так, Рудня-Базарское интрузивное тело, вытянутое в северо-восточном направлении, сложено в центральной части мелкозернистым габбро, переходящим к зольбандам в габбро-диабазы. Интрузия приурочена к центральной части приподнятого Недашковского блока и залегает в гранитоидах кировоградско-житомирского комплекса.

Дайки коростенских аплито-пегматоидных гранитов по зонам разломов пересекают тело габброидов. В связи с этим возраст его считается более древним, чем гранитов рапакиви. Близкие к ним по составу и по минералогическим особенностям габбро-диабазы слагают Звиздаль-Залесскую интрузивную залежь, протягивающуюся в меридиональном направлении на 38 км при мощности от 0,75 до 1,9 км. Породы ее краевой фации, представленные диабазовыми порфиритами, активно взаимодействуют с вмещающими рапакивиподобными гранитами и содержат их ксенолиты размером от 0,05 м до 2,0 м. Экзоконтактовые изменения выражаются в перекристаллизации гранитов до гранофировых разностей.

Явление кристаллизационного преобразования вмещающих пород может быть вызвано, с одной стороны, внедрением массы габброидов, какой и является эта дайка, а с другой, — тем, что интрузия гранитов в момент внедрения основных пород была еще не полностью консолидирована. Отсутствие существенных раз-

пород Коростенского плутона

	8	9	10	11	12	13	14
	50,8	50,16	49,95	48,81	49,80	52,20	51,94
	2,02	2,13	1,90	2,05	2,70	2,70	2,20
	20,95	18,94	18,90	18,00	16,60	11,71	16,72
	3,26	2,21	3,53	2,80	3,04	3,28	2,89
	6,28	8,21	7,35	8,45	9,99	10,90	8,68
	0,09	0,075	0,09	0,10	0,11	0,11	0,09
	1,68	2,91	3,05	3,36	2,52	3,65	3,06
	6,47	7,76	7,80	7,63	7,58	7,22	6,88
	4,21	3,63	2,80	3,81	3,50	3,32	3,31
	1,61	1,51	1,32	1,77	1,92	1,91	2,14
	0,52	0,47	0,51	0,55	0,74	0,72	0,27
	2,44	2,29	3,01	2,61	1,41	2,23	2,34
	100,33	100,29	100,21	99,94	99,91	99,95	100,12

1 — анортозиты; 2 — габбро-анортозиты; 3 — габбро и габбро-нориты; 4 — ского тела; 5 — скв. 1430; 6 — скв. 1429; 7 — скв. 1430; 8—12 — габбро-диабазы скв. 1460; 12 — скв. 1553; 13—14 — диабазовые порфириты с. Вязовка; 13 —

рывов в химических составах даек габбро-диабазов и габбро-норитов и габбро коростенского комплекса, а также наличие направленной эволюции в развитии их химизма свидетельствует о длительном существовании магматического очага, возможно, общего для основных пород габбро-анортозитового комплекса и интрузии габбро-диабазов. Становление Звиздаль-Залесской интрузивной залежи и интрузии рапакиви могло происходить параллельно и закончиться с затуханием процесса активизации Коростенского блока.

Возраст даек диабазов и диабазовых порфиритов, вскрытых скважинами у сел Вязовка и Обиходы и приуроченных к Селецкому и Обиходовскому разломам, устанавливается как промежуточный между становлением интрузии рапакивиподобных гранитов и внедрением кварцевых порфиров, в которых встречены их ксенолиты. В этот же промежуток времени, очевидно, формируются дайки диабазов. В более поздний этап коростенского магматизма по зонам разломов в рапакивиподобные граниты внедряются дайки сиенит-порфиров — ортофиров и кварцевых порфиров.

Таким образом, пространственная близость массивов габбро-анортозитового комплекса, малых интрузий и даек основного состава, общность особенностей геохимической специализации и эволюции химизма достаточно очевидно, на наш взгляд, свидетельствуют и об их генетической связи. Процесс формирования малых интрузий основного состава и дайкового комплекса, вероятно, имел место в течение всего этапа формирования Коростенского плутона и характеризовался постепенным затуханием. Наблюдаемая некоторая специфичность средних химических составов отдельных магматических тел может свидетельствовать о существовании в разных частях плутона немногочисленных самостоятельных магмопитающих камер, развивавшихся аналогично главному магматическому резервуару.

**Список литературы:** 1. Богатиков О. А., Биркис А. П. Магматизм докембрия западной Латвии. М., Наука, 1973, 138 с. 2. Бухарев В. П. Ультрабазиты Коростенского плутона. — Геологический журнал, 1969, т. 28, вып. 6, с. 123—129. 3. Бухарев В. П. Ефузивні породи Коростенського плутону. — ДАН УРСР. Сер. Б, 1973, № 9, с. 777—780. 4. Гинтов О. Б., Патрицкий Р. П., Тимошенко А. У. Коростенський складний плутон, як гігантська кільцева тектономагматична структура. — Геологический журнал, 1974, т. 34, вып. 3, с. 70—78. 5. Жуков Н. Н., Серга А. Ю., Мишин Л. Т., Тарасенко Н. Я. Метод количественного прогнозирования месторождений олова с помощью программы «непараметрическая классификация». — В сб.: Вопросы прикладной геологии и петрографии. Киев, 1975, с. 127—198. 6. Жуков Н. Н., Серга А. Ю., Моляко В. Г. Применение метода разделения неоднородной совокупности по комплексу признаков для расчленения вулканогенных толщ Советского Закарпатья. — В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Киев, 1976, с. 101—107. 7. Морковкина В. Ф. Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. — М., Наука, 1964, 250 с. 8. Пискорська О. К., Болтасова Г. О. Діабаз з околиць с. Ганнополя на Волині. — Геологический журнал, 1959, т. 29, в. 2, с. 59—65. 9. Серга А. Ю. Расчленение и кор-

реляция вулканогенных образований по комплексу минералого-петрографических, геохимических и петрофизических признаков на ЭВМ на примере Советского Закарпатья. Киев, 1977, с. 22. 10. *Справочник по петрографии Украины*. Киев, Наукова думка, 1975, 579 с. 11. *Тыкочинская Л. И., Приказчиков Л. А.* Новые данные о дайковых породах Волини.— В сб.: *Геохимия и рудообразование*. Киев, 1974, вып. 4, с. 106—115. 12. *Уэджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970, 551 с.

*L. F. Kotvickij, G. G. Pavlov*

SOME PROBLEMS OF THE CORRELATION  
OF SMALL BODIES OF GABBROS  
AND DIABASES AND GABBRO-ANORTHOSITE COMPLEX  
OF KOROSTEN PLUTON

With a help of computer the vein and dike complexes and small bodies of basic rocks of Korosten Pluton were compared with the main types of rocks of the gabbro-anorthosite formation. On the base of the data on petrogeochemical peculiarities of these rocks and results of computer testing it has made a conclusion about genetic unity of all varieties of basic rocks involved in estimation.

УДК 549.5:550.42:552.321

В. А. СЛИПЧЕНКО, канд. геол.-мин. наук,  
Киевский университет

**ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ АКЦЕССОРНОГО МАГНЕТИТА  
ИЗ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ**

Магнетит — распространенный акцессорный минерал гранитоидов. Поэтому понятно стремление исследователей использовать его для выяснения разнообразных вопросов петрологии гранитоидов [2—6, 8, 9, 10, 12, 17].

Нами изучался магнетит из гранитоидов трех разновозрастных комплексов: раннепалеозойского ( $Pz_1$ ), средне-позднпалеозойского ( $Pz_{2-3}$ ) и мезозойского ( $Mz$ ), развитых на территории Уда-Хилокского и Витимо-Кондинского междуречий.

К первому относятся крупнозернистые порфировидные и среднезернистые биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, мелко-среднезернистые биотитовые граниты, сиенито-диориты, сиениты, граносиениты, диориты, гранодиориты. Ко второму — среднезернистые, реже крупнозернистые биотитовые граниты, гранодиориты, сиениты, граносиениты, лейкократовые и аляскитовые граниты, мелкозернистые лейкократовые и биотитовые граниты.

Мезозойский гранитоидный комплекс представлен субщелочными и щелочными разновидностями: биотит-роговообманковыми гранитами, граносиенитами, сиенитами; эгириновыми, эгирин-рибекитовыми, эгирин-арфведсонитовыми гранитами, граносиенитами, сиенитами.

Район исследований является составной частью Забайкальской раннекаледонской складчатой области, структурный план которой чрезвычайно изменен более поздними процессами мезозойской тектонической активизации.

Гранитоиды раннепалеозойского возраста рассматриваются как сининверсионные интрузии, включающие наряду с первичномагматическими образованиями серию разнообразных по составу гибридных и контаминированных пород. Они относятся к формации гранитоидных батолитов пестрого состава.

Средне-позднепалеозойские гранитоиды относятся к постинверсионным батолитовым интрузиям, к формации гранитных батолитов. Мезозойские гранитоиды являются внегеосинклинальными образованиями, входящими в состав сложной вулканоплутонической ассоциации [13, 14].

Магнетит, как аксессуарный минерал, отмечается во всех пробах разновозрастных гранитоидов. Средние содержания его изменяются в зависимости от петрографического состава пород (табл. 1). В каждой возрастной группе пород отчетливо прослеживается уменьшение содержания магнетита с увеличением кислотности пород (табл. 2).

Количество магнетита в гранитоидах отдельных регионов, по данным Г. Б. Ферштатера и Н. С. Бородиной [16], является важным показателем фациальной принадлежности гранитоидов: минимальные количества магнетита фиксируются в глубинных гранитоидах гранитного формационного ряда, а в гранитоидах дру-

Таблица 1. Средние содержания магнетита в породах различного петрографического состава, г/т

Сиепито-диориты	Кварцевые диориты	Граносиепиты	Сиепиты	Гранодиориты	Диориты	Сиепитпорфиры	Граниты
6130 (15)	5853 (9)	5314 (14)	5310 (18)	4072 (15)	3760 (14)	2193 (5)	2937 (50)

Примечание. В скобках указано число проб.

Таблица 2. Средние содержания магнетита в породах разновозрастных комплексов, г/т

Комплексы	Содержание кремнезема в горных породах, вес. %			
	<60	60—65	65—70	>70
Pz <sub>1</sub>	6892	5628	3759	2306
Pz <sub>2-3</sub>	—	6078	4199	3107
Mz	7700	3735	3515	3793

гих формационных типов близки и составляют в среднем около 1% в гранитах и около 1,5% в гранодиоритах и тоналитах.

По данным Ю. Б. Марина [11], содержание магнетита в разновозрастных гранитоидных формациях уменьшается от докембрийских (9000—1100 г/т), через каледонские (7500—500 г/т), герцинские (6300—200 г/т), к киммерийским (5800—140) и в гранодиоритовом — гранитовом — аляскитовом — литиево-гранитовом — щелочно-гранитовом формационных типах представлены соответственно следующие рядом цифр: 6700—3300—1500—350—450 г/т.

Сравнение средних содержаний магнетита из пород района со средними содержаниями по В. В. Ляховичу [10] показывает, что кварцевые диориты и гранодиориты района содержат меньше магнетита (5853—4072 против 7798 г/т), а граниты района примерно в два раза больше магнетита, чем послекембрийские биотитовые граниты (1396 г/т).

Для определения элементов-примесей в магнетитах из гранитоидов исследованного района было проведено 165 полуколичественных и количественных определений в лабораториях ИГФМ АН УССР (аналитик Л. А. Орлова) и Геологическом Институте Кольского филиала АН СССР (аналитики Г. Ожигова и М. Лямина) на титан, магний, марганец, кобальт, вольфрам, никель, хром, медь, свинец, цинк, олово, цирконий, галлий, германий.

Средние содержания элементов-примесей в магнетитах из гранитоидов района по кислотности пород приведены в табл. 3, а по гранитоидным комплексам — в табл. 4.

**Титан.** Максимальные содержания титана установлены в магнетитах из щелочных гранитов мезозойского комплекса (25000—11000 г/т), минимальные — в магнетитах из лейкократовых гранитов средне-позднепалеозойского комплекса (2200—2100 г/т).

Среднее содержание титана в магнетитах из гранитоидов района составляет 5374 г/т, что ниже среднего по В. В. Ляховичу [10]. По содержанию титана они близки к магнетитам из гранитоидов Северо-Байкальского нагорья, в которых содержание титана составляет 3240 г/т (10).

По содержанию титана в магнетитах гранитоиды района явно являются интрузивными. Пониженные количества могут косвенно указывать на метасоматическое преобразование гранитоидов, особенно лейкократовых и аляскитовых гранитов.

Содержания титана в щелочных гранитоидах мезозойского комплекса превышают средние для щелочных пород по В. В. Ляховичу (11868,4 г/т), что может быть предпосылкой для генетической связи пород района с магмами основного состава.

В настоящее время в петрологической литературе обычно принимается, что изоморфное замещение трехвалентного железа четырехвалентным титаном определяется температурой. Поэтому

более высокотемпературные магнетиты являются более титанистыми, чем низкотемпературные. В монографии же В. В. Ляховича [10] приводятся наблюдения, свидетельствующие об увеличении содержания титана в магнетитах с падением температуры.

Наши исследования показывают, что содержания титана в магнетитах из гранитоидов разновозрастных интрузивных комплексов с увеличением кислотности пород уменьшаются (табл. 3, 4). Однако граниты мезозойского комплекса обнаруживают отклонение от общей закономерности (табл. 4), связанное, по нашему представлению, с совместным образованием ильменита и магнетита.

Магнетиты из гранитоидов раннепалеозойского комплекса являются более высокотемпературными, чем средне-позднпалеозойского и мезозойского комплексов. Доказательством этого являются не только содержания титана и других элементов, но также соотношение между магнетитом, включенным в порообразующих минералах и приуроченным к интерстициям.

Между содержанием титана в магнетите, породе, содержанием собственных акцессорных минералов титана и цветным индексом некоторые исследователи устанавливают определенные прямые и обратные зависимости [7, 8, 9, 10]. Так, В. В. Ляхович [10] приводит данные об обратной зависимости между содержанием титана в магнетите и содержанием в породе сфена или ильменита. Наши данные в общем подтверждают вывод В. В. Ляховича, однако имеются значительные отклонения, требующие объяснения.

**Марганец.** Среднее содержание марганца по количественным определениям — 3887 г/т, что выше такового по [10] — 2473,7 г/т.

Максимальные содержания отмечены в аляските — 6600 г/т, минимальные в кварцевых диоритах и гранодиоритах — 1200—

Таблица 3. Средние содержания (г/т) элементов-примесей в зависимости от

Содержание SiO <sub>2</sub> , вес. %	Ti	Mn	Mg	V	Cr	Ni	Co	Ga	Cu	Pb
60—65	5869	2090	250	830	106	20	11	16	20	20
	4800	950	123	615	314	16	10	14	3	10
	3340	2200	161	310	11	10	2	9	5	10
65—70	4057	1743	271	514	97	17	9	14	19	23
	3575	1922	136	350	64	13	10	11	10	26
	2700	3450	540	209	6	5	4	5	8	40
70—75	3871	1410	283	260	21	12	4	19	17	50
	3358	2126	152	224	18	11	7	12	14	57
	5360	3700	285	207	17	29	7	10	38	49

1700 г/т. В гранитоидах мезозойского комплекса устанавливаются резко повышенные содержания марганца, особенно в магнетитах щелочных гранитов (8400—10000 г/т).

В магнетитах гранитоидов средне-позднепалеозойского и мезозойского возраста с увеличением кислотности увеличивается содержание марганца (табл. 3, 4). Магнетиты гранитоидов раннепалеозойского комплекса характеризуются иначе: с увеличением кислотности содержание марганца уменьшается. Это, вероятно, связано с процессами гибридизма и метасоматического изменения гранитов, так как именно эти процессы ведут к уменьшению марганца в составе магнетитов.

**Магний.** Среднее содержание магния — 2260 г/т. Это почти соответствует среднему по [10] — 2299 г/т, хотя содержания магния изменяются в сравнительно небольших пределах от 2000—2700 в кварцевых диоритах и гранодиоритах до 1600—1800 г/т в гранитах. Таким образом, кварцевые диориты и гранодиориты района включают магнетит с меньшим содержанием магния по отношению к среднему этих пород (3328,5 г/т), в то время как магнетиты биотитовых гранитов района более богаты магнием, чем магнетит среднего биотитового гранита — 1265 г/т, и тем более по отношению к лейкократовым гранитам и аляскитам [10], где содержание магния составляет 538,6 г/т.

Магнетиты раннепалеозойского гранитоидного комплекса более богаты магнием, чем магнетиты более молодых комплексов, и это вполне объяснимо, если учесть, что более ранние генерации магнетитов содержат больше магнетита, чем поздние.

Более значительные колебания в содержании магния отмечаются в магнетитах гранитоидов мезозойского комплекса разной кислотности. Все это является результатом различного соотношения между ранними и поздними генерациями магнетита, обусловленные различными термодинамическими условиями

в магнетитах из гранитоидов разновозрастных комплексов кислотности пород

Zn	Zr	Sn	Ge	$\frac{\text{Ti}}{\text{V}}$	$\frac{\text{Mg}}{\text{Ni}}$	$\frac{\text{Mg}}{\text{Co}}$	$\frac{\text{Mg}}{\text{Cr}}$	$\frac{\text{Ni}}{\text{Cu}}$	Количество проб	Возраст
480	117	—	1,5	7,0	12,5	23	8	1	13	Pz <sub>1</sub>
170	51	5	4,0	8,0	8	12	2	5	19	Pz <sub>2-3</sub>
972	180	5	1,4	11,0	16	80	28	2	14	Mz
230	373	1	3	8,0	16	30	5,3	0,9	17	Pz <sub>1</sub>
807	263	0,7	2	10,0	10	13,6	5,5	1,3	14	Pz <sub>2-3</sub>
850	231	2	2,5	13,0	108	135	35,0	0,7	18	Mz
565	375	2	2	15,0	24	71	12,4	0,7	21	Pz <sub>1</sub>
388	375	9	5	15,0	14	21,7	12,4	0,8	19	Pz <sub>2-3</sub>
1760	350	8	4	25,9	10	40,7	12,2	0,8	15	Mz

формирования гранитоидов разной кислотности и щелочности. **Ванадий.** Содержание ванадия изменяется от 1600 г/т в кварцевых диоритах и гранодиоритах раннепалеозойского возраста до 300—330 г/т в гранитах мезозойского возраста. В магнетитах всех разновозрастных комплексов гранитоидов отчетливо прослеживается уменьшение содержания ванадия от более основных к более кислым гранитоидам (табл. 4).

Содержание ванадия в лейкократовых и аляскитовых гранитах района близко таковым по [10] — 269,9 г/т, в магнетитах гранитов мезозойского комплекса они меньше среднего. Биотитовые граниты района содержат магнетит, в котором установлено 720—790 г/т ванадия, что близко к среднему (895,1 г/т).

Среднее содержание ванадия в магнетитах гранитоидов района — 910 г/т, что несколько меньше среднего (1067,5 г/т). Приведенные данные по содержанию ванадия в магнетитах из гранитоидов района совпадают с содержанием его в интрузивных гранитоидах по [10].

**Хром.** Среднее содержание хрома — 83 г/т. Максимальные содержания отмечаются в кварцевых диоритах и гранодиоритах — 160—147 г/т, минимальные — в аляскитах (от 40 до 4 г/т).

Даже кварцевые диориты и гранодиориты района исследований содержат в 4,5 раза меньше хрома, чем такие же породы по [10] — 773,1 г/т, а лейкократовые и аляскитовые граниты района — примерно в два раза меньше, чем средние для аналогичных пород. Такие низкие содержания хрома отмечаются в магнетитах гранитоидов Гиссара. Низкие содержания этого элемента в магнетитах обычно указывают на их позднемагматическое происхождение.

В каждом магматическом комплексе пород отчетливо прослеживается уменьшение содержания хрома с увеличением кислотности пород (табл. 4).

Таблица 4. Среднее содержание элементов-примесей в

Комплекс	Ti	Mn	Mg	V	Cr	Ni	Co	Ga	Cu	Pb
Раннепалеозойский	5869	2090	250	830	106	20	11	16	20	20
	4057	1743	271	514	97	17	9	14	19	23
	3871	1410	283	260	21	12	4	19	17	50
Среднепозднепалеозойский	4800	950	123	615	314	16	10	14	3	10
	3575	1922	136	350	64	13	10	11	10	26
	3358	2126	152	254	18	11	7	12	14	57
Мезозойский	3340	2200	161	310	11	10	2	9	5	10
	2700	3450	540	209	6	5	4	5	8	40
	5360	3700	285	207	17	29	7	10	38	49

**Никель.** Среднее содержание никеля в магнетитах гранитоидов района — 65,5 г/т. Максимальное содержание устанавливается в кварцевых диоритах и гранодиоритах раннепалеозойского комплекса — 92—97, минимальные — в аляскитах — 36 и граносиенитах — 31 г/т средне-позднепалеозойского и мезозойского комплексов. Это выше средних для кварцевых диоритов и гранодиоритов — 55,2, биотитовых гранитов — 7,5, лейкократовых гранитов и аляскитов — 6,7, а также автохтонных гранитоидов — 21,4 г/т. Повышенные содержания никеля следует рассматривать как результат ассимиляции кислой магмой основных пород, тем более, что в магнетитах гранитоидов раннепалеозойского комплекса его больше, чем в породах более молодых комплексов.

Данные табл. 4 свидетельствуют об уменьшении содержания никеля с увеличением кислотности пород во всех трех разновозрастных комплексах.

**Кобальт.** Содержание кобальта в магнетитах изменяется от 45—51 в кварцевых диоритах и гранодиоритах до 4—7 г/т в гранитах. Среднее содержание для магнетитов гранитоидов района — 32,3 г/т, что выше среднего для гранита — 26,5, кварцевого диорита и гранодиорита — 27,5, а также для биотитового гранита — 13,7 г/т.

Несколько повышенные по отношению к средним содержания кобальта в магнетитах не дают основания относить изученные породы к гранитоидам габбровой формации, и рассматривать их следует как интрузивные гранитоиды.

**Галлий.** Средние содержания изменяются от 19 до 5 г/т в магнетитах из гранитоидов разной кислотности. Это ниже среднего (221,1 г/т).

Во всех классах пород по кислотности содержание галлия уменьшается от более древних к более молодым комплексам (табл. 3).

магнетитах гранитоидов разновозрастных комплексов, г/т

Zn	Zr	Sn	Ge	Ti/V	Mg/Ni	Mg/Co	Mg/Cr	Ni/Cu	Количество проб	Содержание, SiO <sub>2</sub> , вес. %
480	117	—	3,5	7,0	12,5	23	8	1	13	60—65
230	373	1	3	8,0	16	30	5,3	0,9	17	65—70
565	375	2	2	15,0	24	71	12,4	0,7	21	70—75
170	51	5	4	8,0	8	12	2	5	19	60—65
807	263	0,7	2	10,0	7	13,6	5,5	1,3	14	65—70
388	375	9	1	15,0	14	21,7	12,4	0,8	19	70—75
972	180	5	2,4	11,0	16	80	28	2	14	60—65
850	231	2	1,5	13,0	108	135	35	0,7	18	65—70
1760	350	8	4	25,9	10	40,1	12,2	0,8	15	70—75

**Медь.** Содержание меди в магнетитах района изменяется от 38 в гранитоидах мезозойского комплекса до 3 г/т в гранитоидах среднепозднепалеозойского комплекса. В целом содержание меди в магнетитах из гранитоидов района в 4—5 раз ниже среднего по [10]—75,9 г/т.

С увеличением кислотности пород содержание меди в магнетитах возрастает. Эта особенность проявляется в гранитоидах средне-позднепалеозойского и мезозойского комплексов. Гранитоиды раннепалеозойского комплекса характеризуются незначительными колебаниями в содержании меди в магнетитах, обнаруживая тенденцию к уменьшению ее с увеличением кислотности пород (табл. 4).

Таблица 5. Содержание элементов-примесей в магнетитах

Содержание SiO <sub>2</sub> , вес. %	Возраст пород	Район	Породы	Ti	Mn	Mg	V
65—70	Pz	Вост. Забайкалье	Гнейсовидные граниты	3,778	3,483	2,000	3,104
		Вост. Забайкалье	Граносиениты, гранодиориты, граниты	3,724	2,819	2,505	3,086
	Pz <sub>2-3</sub>	Зап. Забайкалье	Гранитоиды	3,553	3,283	2,134	2,544
70—75	Pz	Вост. Забайкалье	Лейкократовые граниты,	3,406	3,164	1,778	2,863
		Вост. Забайкалье	биотитовые граниты	3,799	2,924	1,949	2,342
	Pz <sub>2-3</sub>	Зап. Забайкалье	Гранитоиды	3,526	3,326	2,182	2,350
65—70	Mz	Вост. Забайкалье	Гнейсовидные граниты	3,485	2,803	1,678	2,698
		Вост. Забайкалье	Гранодиориты и граносиениты	4,133	2,593	2,356	3,033
	Mz	Зап. Забайкалье	Гранитоиды	3,431	3,538	2,732	2,320
70—75	Mz	Вост. Забайкалье	Биотитовые граниты 2 и 3 фаз	3,397	2,918	1,762	2,929
		Вост. Забайкалье	Лейкограниты и гранит-порфиры	4,193	3,053	1,996	2,322
		Вост. Забайкалье	Биотитовые и лейкограниты	3,848	3,250	1,964	1,968
	Mz	Зап. Забайкалье	Гранитоиды	3,729	3,568	2,455	2,316
Средние по В. В. Ляховичу [10]				3,914	3,393	3,361	3,223

**Свинец.** Содержание свинца изменяется от 6—10 в сиенитоидоритах, кварцевых диоритах до 50—57 г/т в гранитоидах мезозойского комплекса. Эти значения близки к среднему магнетиту лейкократовых гранитов и аляскитов— 47 г/т.

Во всех разновозрастных комплексах гранитоидов прослеживается увеличение содержания свинца в магнетитах с возрастанием кислотности пород (табл. 4).

**Цинк.** Среднее содержание цинка в магнетитах раннепалеозойского комплекса 425, в магнетитах гранитоидов средне-позднепалеозойского комплекса 455, в магнетитах гранитоидов мезозойского комплекса— 1194 г/т. Это значительно выше среднего по В. В. Ляховичу— 237,9 г/т.

из гранитоидов Западного и Восточного Забайкалья, Ig  $\bar{X}$

Cr	Ni	Co	Ga	Cu	Pb	Zn	Zr	Sn	Ge
2,623	1,908	1,233	—	—	1,339	—	2,447	1,119	—
2,607	1,301	0,974	—	—	1,431	—	3,000	1,477	—
1,806	1,114	1,000	1,041	1,000	1,398	2,907	2,420	0,100	0,301
2,123	1,505	1,146	—	—	1,322	—	2,230	1,462	—
1,591	0,114	0,255	—	—	1,542	—	2,653	1,756	—
1,255	1,041	0,845	1,079	1,146	1,756	2,589	2,574	0,954	0,699
2,318	1,506	0,880	—	—	—	—	2,348	1,482	—
2,398	1,591	1,000	—	—	—	—	3,322	1,415	—
0,778	0,699	0,602	0,699	0,908	1,602	2,929	2,364	0,301	0,388
2,473	1,477	0,975	—	—	1,228	—	2,301	1,491	—
1,919	0,477	0,180	—	—	2,140	—	3,328	1,991	—
2,643	1,954	1,255	—	—	1,886	—	2,146	2,571	—
1,230	1,447	0,845	1,000	1,580	1,690	3,881	2,544	0,903	0,602
2,560	1,543	1,423	1,324	1,881	2,556	2,377	1,953	—	0,415

Практически в каждом комплексе устанавливается возрастание содержания цинка в поздних магнетитах.

**Цирконий.** Наши данные о содержании циркония в магнетитах района дают примерно в 3—3,5 раза более высокие значения, чем среднее по В. В. Ляховичу — 90 г/т. Такие высокие содержания циркония отмечаются только в магнетитах автохтонных гранитоидов [10].

Магнетиты из разновозрастных комплексов гранитоидов четко проявляют тенденцию к возрастанию содержания циркония с увеличением кислотности пород (табл. 4).

**Олово.** Содержание олова изменяется в магнетитах исследованного района от 1 до 9 г/т и отвечает минимальным содержаниям его, характерным для магнетитов автохтонных гранитоидов (7,6 г/т).

**Германий.** Среднее содержание германия в магнетитах гранитоидов описываемой площади близко к среднему по [10] — 2,6 г/т.

Германий в магнетитах из разновозрастных гранитоидных комплексов (табл. 4) обнаруживает поведение, аналогичное титану — с увеличением кислотности пород содержания германия уменьшаются, что, вероятно, связывается со структурным родством  $\text{GeO}_2$  и  $\text{TiO}_2$ .

В табл. 5 приведены логарифмы средних содержаний элементов-примесей в магнетитах из гранитоидов исследованного района и данные по магнетитам из аналогичных по возрасту и содержанию кремнезема гранитоидам Восточного Забайкалья, по данным [2].

Сравнение приведенных данных показывает, что магнетиты из гранитоидов Западного Забайкалья по отношению к таковым Восточного Забайкалья характеризуются следующими особенностями: большим содержанием марганца, магния, цинка, обычно циркония и свинца; меньшим содержанием титана, никеля, кобальта, ванадия, хрома.

Иногда отмечаются отклонения от указанных закономерностей, определяемые составом пород в выборках с различным содержанием кремнезема.

Повышенные содержания в магнетитах района марганца, цинка, циркония и свинца свидетельствуют о более низкотемпературных условиях образования магнетитов по отношению к таковым смежного района. Этот вывод подтверждается также изучением взаимоотношений магнетита с породообразующими минералами пород: обычно более 70% магнетита в шлифах приурочено к интерстициям.

По сравнению со средними содержаниями элементов-примесей в магнетитах по [10] магнетиты района отличаются более низкими содержаниями титана, магния, ванадия, хрома, никеля, кобальта, свинца, олова и более высокими — циркония и цинка.

Сопоставление содержаний элементов-примесей в магнетитах по гранитоидным комплексам дает основание утверждать следующее:

в процессе эволюции магматизма увеличивается содержание в магнетитах свинца, цинка, меди, олова, циркония и уменьшается содержание ванадия, хрома, никеля, кобальта;

более сложное поведение устанавливается для титана, марганца, магния, хотя в целом содержание марганца возрастает с уменьшением возраста пород;

распределение титана и магния в магнетитах, вероятно, определяется временем образования других титан- и магнийсодержащих минералов и их количеством;

с увеличением кислотности пород возрастает соотношение  $Mg/Co$  и  $Mg/Ni$ , особенно в гранитоидах раннепалеозойского и средне-позднепалеозойского возрастов;

в гранитоидах средне-позднепалеозойского комплекса закономерно увеличивается с возрастанием кислотности пород отношение  $Mg/Ni$  и  $V/Сг$  и уменьшается отношение  $Ni/Сu$ ;

изменение отношений элементов-примесей в гранитоидах мезозойского возраста менее закономерно в связи с различной кислотностью и щелочностью пород, объединяемых в комплексе;

отношение  $Ti/V$  закономерно увеличивается от более древних к более молодым гранитоидам как в классах одной кислотности, так и в гранитоидных комплексах разного возраста.

Таким образом, выполненные исследования позволили установить средние содержания элементов-примесей в магнетитах из гранитоидов трех разновозрастных комплексов Западного Забайкалья.

Сопоставление установленных средних содержаний с такими по [10] и магнетитами из гранитоидов Восточного Забайкалья [2] выявили особенности состава магнетитов района.

Полученные результаты по магнетитам исследованного района свидетельствуют о том, что ранние магнетиты содержат больше магния, титана, ванадия, хрома, никеля, кобальта, в то время как поздние магнетиты обогащаются свинцом, цинком, марганцем, оловом и цирконием. Этот вывод подтверждает заключение, полученное другими исследователями [3, 7, 10, 12, 18].

Поведение элементов-примесей в магнетитах гранитоидов Западного Забайкалья отражает эволюцию магматизма от раннего палеозоя до мезозоя включительно.

**Список литературы:** 1. Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Шербакова З. В. Мезозойские щелочные гранитоиды Зап. Забайкалья. М., Наука, 1976, 174 с. 2. Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Симонова В. И. Элементы-примеси акцессорного магнетита из гранитоидов Восточного Забайкалья.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 2. М., 1970, с. 216—223. 3. Вахрушев В. А. Элементы-примеси акцессорного магнетита как критерий для гене-

тического расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области.— ДАН СССР, 1962, т. 147, № 3, с. 707—709. 4. *Вахрушев В. А.* Некоторые особенности распределения рудных акцессорных минералов в гранитах Тигерекского массива (Горный Алтай).— ДАН СССР, 1965, т. 163, № 2, с. 458—460. 5. *Вахрушев В. А.* Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях. М., Наука, 1973, 123 с. 6. *Знаменский Н. Д., Фоминых В. Г.* О составе титаномагнетитов в гранитоидах габбрового ряда Среднего Урала.— ДАН СССР, 1962, т. 146, № 3, с. 686—688. 7. *Ляхович В. В.* Некоторые данные о составе акцессорного магнетита.— Труды ИМГРЭ, 1959, вып. 3, с. 89—103. 8. *Ляхович В. В.* Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., Наука, 1967, 447 с. 9. *Ляхович В. В.* Акцессорные минералы. М., Наука, 1968, 275 с. 10. *Ляхович В. В.* Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М., Недра, 1973, 309 с. 11. *Марин Ю. Б.* Ассоциации акцессорных минералов и особенности их эволюции на разных уровнях организации гранитоидных серий.— Записки Всесоюзного минералогического об-ва, 1973, ч. 102, вып. 5, с. 572—590. 12. *Полуэктова Т. И.* Особенности распределения акцессорного магнетита в гранитах Каменского массива (СЗ Алтай).— Изв. Томского политехн. ин-та, 1969, т. 196, с. 177—182. 13. *Рокачук Т. А.* К вопросу о типизации орогенного гранитоидного магматизма (на примере Курбино-Еравнинского рудного района Западного Забайкалья).— Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья, 1970, № 5, с. 144—147. 14. *Рокачук Т. А.* Гранитоиды Центральной Бурятии (петрохимические особенности, термолюминесценция породообразующих минералов). Автореферат дис. на соиск. ученой степени канд. геол.-мин. наук. Киев, 1972, 25 с. 15. *Ферштатер Г. Б., Ярош Н. А., Меттих Л. И.* Магний в магнетитах из гранитоидов Урала.— ДАН СССР, 1969, т. 186, № 6, с. 1412—1415. 16. *Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С.* Петрология магматических гранитоидов. М., Наука, 1975, 287 с. 17. *Фоминых В. Г., Свяжин Н. В.* О составе акцессорных магнетитов и титаномагнетитов щелочных пород Среднего Урала.— ДАН СССР, 1964, т. 155, № 5, с. 1088—1090. 18. *Фоминых В. Г., Ярош Н. А.* Состав и распределение магнетита в различных типах гранитоидов Урала.— Труды Ин-та геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР, 1970, вып. 85, с. 167—202.

V. A. Slipchenko

TRACE-ELEMENTS DISTRIBUTION IN ACCESORY  
MAGNETITE FROM GRANITOID COMPLEXES  
OF WESTERN TRANSBAJKALIA

The trace-elements distribution in magnetites from three granitoid complexes (earlypaleozoic, middle-latepaleozoic and mesozoic ones) is studied. The averages of titanium, magnesium, manganese, cobalt, nickel, chromium, copper, lead, zinc, tin, zirconium, gallium and germanium concentrations.

Д. С. БУЛАЕВСКИЙ, М. Н. ДОБРОХОТОВ,  
А. А. ФРАЙБЕРГЕР, В. П. ЯРОВОЙ,  
ст. науч. сотрудники УкрНИГРИ

### О ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКОМ ОПРОБОВАНИИ ПРИ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТАХ НА УКРАИНЕ

В последнее десятилетие широкое развитие получили геохимические методы поисков, в частности литогеохимическое опробование, что связано с расширением поисков месторождений и рудных залежей, не имеющих непосредственного выхода на поверхность. В результате проведения литогеохимического опробования выявлены месторождения, имеющие промышленное значение, и установлены новые перспективные рудные залежи в пределах известных рудных полей. Так, хорошие результаты были получены в Казахстане и в пределах Украинского щита, особенно в его северо-западной части.

Накопленный опыт проведения литогеохимических поисков на Украине позволил определить ряд положительных и отрицательных сторон в выполнении этих работ. Мы остановимся на некоторых наиболее характерных недостатках литогеохимического опробования в геологосъемочных работах при выявлении эндогенных ореолов рассеяния.

Отметим, что обработка результатов литогеохимического опробования выполняется в настоящее время, как правило, методически правильно, с широким использованием ЭВМ и другой вычислительной техники. Значительно расширена сеть и укреплено техническое оснащение спектральных лабораторий, которые дают достаточно надежные полуколичественные определения и постоянно повышают пределы точности анализа отдельных элементов. Таким образом, в отношении организации и проведения анализов литогеохимических проб и математической обработки их результатов в настоящее время особых затруднений нет.

Значительно хуже, с нашей точки зрения, обстоит дело с геологической трактовкой и практическим использованием обработанных результатов литогеохимического опробования. У некоторых исполнителей геохимических поисков проявляется неправильная тенденция к сведению обработки результатов литогеохимического опробования в основном лишь к статистическим пересчетам анализов, к выделению по данным математических расчетов аномалий, которые превышают местный геохимический фон на определенное количество стандартных отклонений. Основным критерием при выделении аномалий, характеризующихся, как правило, весьма низкими содержаниями, не столь уж далекими от средних фоновых содержаний в горных породах данного района, становится абсолютное содержание того или иного

элемента. Аномалии выделяются при этом без должного учета их геологического положения и без изучения основных причин, вызвавших аномалии. Не учитывается минеральный и вещественный состав вмещающих пород. При таком подходе к обработке результатов литогеохимического опробования наряду с наивной верой в неограниченные возможности ЭВМ существует и определенная фетишизация аномалий, стремление придавать всем небольшим повышениям содержаний излишнее поисковое значение.

При значительном количестве отбираемых литогеохимических проб, число которых определяется обычно многими тысячами, в геологосъемочных партиях и в поисковых отрядах, как правило, не обеспечивается оперативное своевременное изучение вещественного состава выявленных аномальных участков и разбраковка аномалий, которая должна основываться не столько на величинах абсолютных содержаний полезных компонентов, сколько на данных изучения вещественного состава и геологической позиции участков. Необходимость такого изучения можно проиллюстрировать известными примерами. Содержания цинка и меди, измеряемые тысячными долями процента и приуроченные к «железной шляпе» зоны сульфидного оруденения, могут быть более весовыми в поисковом значении, чем сотые и даже десятые доли процента тех же элементов в слабо измененных кристаллических сланцах с редкими примазками сульфидов по сланцеватости. Измеряемые тысячными долями процента содержания тантала могут иметь практическое значение, если они обусловлены присутствием в породе колумбита или танталита. Такие же содержания тантала не будут иметь никакого практического значения, если он находится в форме изоморфных примесей. Совершенно по-разному должна быть оценена поисковая значимость небольших содержаний урана, встреченных в пегматитах или в зоне гидротермального изменения пород, в аспидных сланцах или в углистых песчаниках. Подобных примеров много, и они подчеркивают решающую роль изучения вещественного состава при оценке и разбраковке литогеохимических аномалий.

Уместно также напомнить, что аномалия — это отклонение от среднего, наиболее распространенного. Литогеохимическая аномалия фиксирует любое отклонение от среднего фонового содержания в пределах какого-либо участка или района. Но для поисков важно не любое отклонение, а отклонение, вызванное определенными рудными процессами. Главным является не сам факт получения отклонения-аномалии, а важны факторы, вызвавшие это отклонение и способные обеспечить при благоприятных условиях образование крупных рудных скоплений. Следует помнить, что в результате литогеохимического опробования обычно выявляется большое количество так называемых породных аномалий, не имеющих поискового значения, вызванных незна-

чительными, обычно площадными повышениями содержаний в породах каких-либо элементов. Наряду с такими аномалиями могут быть выявлены значительно менее многочисленные рудные аномалии, вызванные обычно локально проявленными рудными процессами. Отделение рудных аномалий от аномалий породных — важнейшая часть процесса литогеохимических поисков, и решить эту задачу можно только на основании изучения минерального состава и геологических условий нахождения аномалий. Учитывать и наносить на карту, по-видимому, следует только те аномалии, которые определяют возможность концентрации рудного вещества.

Особенно следует остановиться на широко применяемом объединении отдельных точечных аномалий в ореолы и групповые аномалии. Известно, что объединены могут быть только близкорасположенные, однородные аномалии, приуроченные к породам близкого состава или одного комплекса и вызванные одними и теми же процессами. К сожалению, эти требования нередко нарушаются и в ореолы группируются аномалии, отстоящие одна от другой на сотни метров, а иногда и на 1—2 км, приуроченные к породам не только разного состава, но и разной степени метаморфизма, и вызванные различными процессами. Такое объединение имеет формальный характер и выполняется чисто механически в надежде на массовость проведенного опробования, на законы больших чисел. Выделение таких групповых аномалий не только лишено какого-либо геологического смысла, но и просто вредно, поскольку создает неоправданные поисковые иллюзии и может послужить причиной необоснованных рекомендаций. В качестве примера можно привести выделение групповых эндогенных ореолов рассеяния ртути при проведении крупномасштабной геологической съемки на одном из участков в Карпатах. Литогеохимические пробы были отобраны здесь по неравномерной сети, на расстоянии 0,2—2 км одна от другой. Отдельные участки площадью до 10—15 км<sup>2</sup> вообще не были охвачены пробами. Выделенные изолиниями содержания «ореолы рассеяния» ртути занимают площадь до 50 км<sup>2</sup> и расположены в пределах пород разного состава, пересекают границы различных структурно-фациальных зон, а также складчатые и разрывные нарушения. В пределах этих ореолов преобладают содержания ртути порядка всего  $n \cdot 10^{-6}$ — $10^{-5}\%$ . С учетом полученных данных были заданы канавы и буровые скважины, которые вскрыли лишь породы с очень низким содержанием ртути — от  $n \cdot 10^{-6}$  до  $3 \cdot 10^{-3}\%$ .

В другом случае, при глубинном картировании одного из участников кристаллического массива, по поисково-картировочной скважине, на глубине 170—180 м, было отмечено содержание цинка и меди в количестве до 0,04—0,06% в гранат-биотитовых и гранат-амфиболовых кристаллических сланцах с вкрапленностью и пленками сульфидов, главным образом пирита. С

учетом этих данных, имеющих, с нашей точки зрения, невысокую поисковую значимость, на участке было пробурено еще 9 скважин, в одной из которых установлено содержание цинка 0,1% на мощность 0,3 м, на глубине 120 м, а по остальным восьми скважинам повышенных содержаний полиметаллов не установлено. Несмотря на явно отрицательные результаты проведенных поисковых работ, участок был включен в число аномалий и вошел в контур выделенной «перспективной» площади.

С неоправданным объединением в общие групповые ореолы литогеохимических аномалий, различных по своей природе и геологическим условиям образования, связан еще один часто встречаемый недостаток — выделение на картах прогноза чрезмерно больших «перспективных» площадей, предназначенных для проведения более детальных поисковых и поисково-оценочных работ. Например, перспективные участки, выделенные в процессе крупномасштабной геологической съемки Украинского щита, нередко занимают до половины площади одного листа, и их площадь часто превышает 120—150 км<sup>2</sup>. Нужно ли говорить о том, что при выделении под поиски неоправданно больших площадей использование таких рекомендаций в практических целях крайне затрудняется. Значимость рекомендаций снижается, они обесцениваются.

По мере совершенствования техники спектральных анализов повышается порог их надежности и чувствительности и появляется возможность выделения аномалии все с меньшими содержаниями полезных компонентов. В определенных условиях (при детальных поисках в пределах известных рудных полей, при прослеживании рудных залежей на разных горизонтах горных работ) выявление очень слабых ореолов может оказать большую помощь геологам. Если же такой возможностью пользоваться недостаточно сознательно, если сводить литогеохимическое опробование в основном лишь к получению массовой информации о колебаниях низких содержаний металлов в породах без достаточного геологического изучения природы отдельных возмущений в содержаниях полезных ископаемых, то увеличение чувствительности анализов дает обратный результат, поскольку оно содействует появлению и увеличению неуправляемой лавины аномалий.

До широкого развития литогеохимических поисков в то время, когда еще преобладало открытие месторождений, имеющих выход на поверхность, в среде геологов бытовало справедливое утверждение о том, что из ста открытых проявлений только два-три оказываются практически ценными. Надо думать, что в отношении выявляемых с помощью литогеохимических поисков аномалий соотношение между действительно рудными аномалиями и аномалиями породными, не имеющими никакого практического значения, будет еще менее благоприятным, чем указанное соотношение между количеством промышленных и открываемых

рудных проявлений на поверхности. Тем более важно организовать такой порядок и способ работ, чтобы безошибочно и с минимальными затратами производить выделение перспективных литогеохимических аномалий из общего числа открытых и решительно отбраковывать все то, что не может представлять практического интереса. Это можно обеспечить только при одном условии — резком повышении уровня качества работ в целях выяснения минеральной природы аномалий, возможно полном учете геологических условий их нахождения и отказе от формального, механического ведения литогеохимических поисков. Обеспечив именно такой геологически осмысленный способ работ, можно сберечь значительные средства, которые, как это показано на приведенных примерах, иногда расходуются не лучшим образом.

Кроме поисковых целей, литогеохимическое опробование проводится также для получения геохимических характеристик пород изучаемых районов. Это требование формально выполняется и почти во всех работах по геологическому картированию добросовестно приводится перечень элементов, встречаемых в тех или иных породах. По существу же полученные геохимические характеристики пород обычно не применяются ни для корреляции разрезов, ни для каких-либо других целей, подобно тому как приводятся результаты полных силикатных анализов, петрохимические расчеты нигде не используются.

Наряду с недостаточным изучением вещества установленных аномалий и низким уровнем работ по их разбраковке, следует указать еще на один недостаток в проведении литогеохимического опробования — на неоправданное занижение в ряде случаев объема этого вида поисков, что, вероятно, связано с необоснованным разочарованием части геологов в возможностях самого метода. Действительно, неумелое и формальное проведение литогеохимического опробования (как и любого другого метода поисков) может только дискредитировать этот несомненно перспективный метод. Но исправлять положение необходимо не за счет снижения объемов опробования, а путем повышения геологической культуры проведения этих работ. В качестве примера необоснованного снижения объемов литогеохимического опробования можно привести одну из крупномасштабных геологических съемок в Среднем Побужье, когда на площади 685 км<sup>2</sup> из кристаллических пород, слагающих нижний структурный этаж, было отобрано всего 830 проб, хотя на площади работ было пробурено около 600 картировочных скважин и имеется более 600 обнажений, часть из которых весьма крупные, протягивающиеся на многие сотни метров. Поисковые результаты работ, как и можно было ожидать, оказались низкими.

Устранение отмеченных недостатков существенно повысит эффективность литогеохимического опробования — одного из главных видов геохимических поисков полезных ископаемых.

Необходимо также повысить поисковую направленность этого вида исследования, чтобы главной задачей опробования считалось выявление перспективных рудных аномалий, выделенных и отбракованных из всей массы литогеохимических аномалий. Изучение общих геохимических закономерностей распределения химических элементов в породах картируемых районов и представление геохимических характеристик пород является также важным и нужным направлением геохимических исследований, но задачи по получению этих данных не могут и не должны подменять основную поисковую задачу опробования.

*D. S. Bulaevskij, M. N. Dobrokhotov,  
A. A. Fraiberger, V. P. Jarovoj*

#### CONCERNING LITHOGEOCHEMICAL SAMPLING BY GEOLOGICAL MAPPING ON THE UKRAINE

By estimation of prospecting significance of geochemical anomalies the material composition and geological surroundings of the anomalies has the most importance. The series of examples corroborated this thesis is adduced.

УДК 552.53+552.1:53

**Г. Т. ПРОДАЙВОДА, А. В. СУХОРАДА,**  
кандидаты геол.-мин. наук, Киевский университет

**К. И. КАРАПЕТЯН,** канд. геол.-мин. наук,  
Институт геологических наук АрмССР

#### **ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОДУКТОВ АРЕАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА (НА ПРИМЕРЕ ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ)**

В последние годы весьма плодотворно использовались петрофизические методы для решения ряда геологических задач. Именно поэтому большой интерес представляет изучение закономерностей изменения петрофизических параметров вулканических пород в областях современного и новейшего вулканизма, являющихся полигонами для решения подобного рода задач.

Таким благоприятным объектом является Гегамское нагорье — область, входящая в Северную вулканическую дугу Армянского нагорья, четвертичный вулканизм которой выражен классически проявленным ареальным (многовыходным) типом [7].

Гегамское нагорье представляет собой молодое, сложного строения поднятие, покрыто главным образом продуктами деятельности четвертичного вулканизма, выраженными в андезито-базальтовой формации. Извержения происходили в три этапа (ранне-средне-позднечетвертичный), причем в каждом из них были эруптивированы андезито-базальты, андезиты и базальты (в меньшей мере). Минеральный состав пород разнообразен.

Вкрапленники представлены плагиоклазом, клинопироксеном, оливином, гиперстеном, базальтической роговой обманкой. Первые два минерала являются обязательными составляющими всех разновидностей вулканитов.

Центры извержений (их свыше 100) представлены сложными шлаковыми, шлаковыми и лавовыми конусами, вулканами гегамского типа, линейно-локальными вулканами. Вулканы первых двух этапов распределены относительно равномерно, разбросанно. В связи с подъемом нагорья в позднечетвертичное время центры извержений аккумулируются в более компактные группы и цепи, причем многие постройки уже проявляют признаки полигенности (сложные шлаковые конусы, вулканы гегамского типа) [6].

На Гегаме ареальные явления сменили трещинные излияния маньчарских андезито-базальтов конца среднего плиоцена и долеритовых базальтов верхнего плиоцена [3] (для сравнения были изучены и эти вулканиты).

Петрофизические исследования вулканитов антропогенного цикла проводили Г. Ц. Акопян [1], Ш. С. Оганесян [9], Т. Н. Сироткина [11]. Они касались лишь магнитных и плотностных свойств. Комплексное изучение физических свойств совместно с петрологическими исследованиями практически не проводилось.

В течение 1966—1969 гг. проблемной лабораторией физико-химических исследований горных пород геологического факультета Киевского университета совместно с отделом вулканологии ИГиН АН АрмССР проводились региональные петрогеохимические и петрофизические исследования новейшего вулканизма Армении. В пределах Гегамского нагорья изучались представительными выборками (не менее 25 образцов) ведущие петротипы вулканитов всех трех этапов антропогенного цикла и трещинных излияний. Всего исследовано около 500 образцов. Комплекс исследовавшихся физических параметров включал удельную массу и плотность, общую и эффективную пористости, скорости продольных и поперечных волн, тепло- и температуропроводности, магнитную восприимчивость, естественную остаточную намагниченность, намагниченность насыщения, остаточную намагниченность насыщения, точки Кюри. Полученные результаты обработаны по программе комплексного статанализа на ЭВМ М-220 [4].

В петрографическом отношении изученные вулканиты представлены базальтами, андезито-базальтами и андезитами. По химизму рассматриваемые породы считаются типичными представителями известково-щелочных пород тихоокеанского типа с несколько повышенной щелочностью при постоянном преобладании натрия над калием.

Как следует из табл. 1, наблюдается разнообразный характер вариаций свойств различной физической природы. Несмотря на однообразие состава продуктов ареального вулканизма Ге-

Таблица 1. Петрофизическая харак

Вулканический этап	Условия извержений	Порода	Морфологический элемент	Статистические параметры	Удельная масса, г/см <sup>3</sup>
I	Трещинный	Долеритовый базальт г. Камо Андезито-базальты маньчарского комплекса	Поток	$\bar{x}$	2,900
				$v$	0,6
II	Шлаковый конус	Базальты Цахкашенской группы вулканов	»	$\bar{x}$	2,900
				$v$	0,5
		Андезито-базальты Разданского потока	»	$\bar{x}$	2,853
				$v$	0,5
		Андезито-базальты Архаменского покрова	Покров	$\bar{x}$	2,780
				$v$	0,8
	Лавовый	Андезито-базальты вулкана Сеган	Конус	$\bar{x}$	2,821
				$v$	1,3
		Андезито-базальты вулкана Караинлич	Поток	$\bar{x}$	2,782
				$v$	1,0
Андезито-базальты вулкана Карап	»	$\bar{x}$	2,764		
		$v$	1,8		
III	Простой шлаковый конус	Андезито-базальты вулкана Акнацасар	Начало потока	$\bar{x}$	2,772
				$v$	0,7
		Андезито-базальты Народузского вулкана	Поток	$\bar{x}$	2,769
				$v$	0,9
		Андезито-базальты вулкана Караинлич	Поток	$\bar{x}$	2,759
				$v$	0,6
	Гегамский тип вулканов	Андезиты вулкана Джрбашьяна	Нижний поток	$\bar{x}$	2,703
				$v$	0,9
			Средний поток	$\bar{x}$	2,765
				$v$	1,0
			Верхний поток	$\bar{x}$	2,754
				$v$	

Характеристика пород Гегамского нагорья

Плотность, г/см <sup>3</sup>	Пористость		Скорость упругих волн, км/с		Теплопроводность, 10 <sup>-3</sup> кал/см·с·град	Температуропроводность, 10 <sup>-3</sup> см <sup>2</sup> /с
	общая	эффективная	продольных	поперечных		
2,669	8,03	7,08	5,32	2,99	4,15	6,91
1,8	22	19	3,7	4,2	7	8
2,425	12,36	9,40	4,67	2,61	3,21	6,33
3,3	19	32	5,5	5,5	2,2	12
2,235	22,94	21,41	4,09	2,37	2,90	6,05
4,3	14	16	9	7	14	6
2,636	7,62	5,94	4,97	2,72	3,53	6,18
0,8	12	22	6	6	5	4
2,518	13,0	8,64	4,68	2,59	3,47	6,26
4,2	76	43	7,4	7,6	7	4
2,368	15,66	14,4	4,31	2,44	3,04	6,31
3,6	20	21	4,3	4,8	14	12
2,237	19,83	18,69	4,41	2,56	2,95	5,63
6,6	26	30	0,7	4	18	13
2,083	24,68	21,0	4,81	2,75	2,42	5,60
5,8	17	19	4	5	14	13
2,152	21,44	19,25	4,88	2,72	2,53	5,12
3,9	13	17	4	4	15	11
1,834	33,72	26,77	4,63	2,69	2,18	5,24
12	23	31	5	—	17	13
2,221	19,82	16,82	4,73	2,57	3,21	6,09
8	12	31	8	—	16	9
2,239	19,10	15,36	4,82	2,75	2,56	5,47
8,8	38	46	4	3	9	5
2,017	25,76	16,21	4,63	2,74	2,44	6,06
8,9	26	47	14	4	19	6
1,98	28,90	22,65	4,70	2,89	2,57	6,06
5,3	14	32	8	8	12	11
2,135	22,46	20,12	4,76	2,49	3,47	6,26

Вулканический этап	Условия извержений	Порода	Морфологический элемент	Статистические параметры	Удельная масса, г/см <sup>3</sup>
III	Сложный	Андезиты вулкана Армаган	I фаза	$\bar{x}$ $v$	2,717 0,5
			II фаза	$\bar{x}$ $v$	2,718 0,9
			III фаза	$\bar{x}$ $v$	2,737 0,5

Примечание.  $\bar{x}$  — среднее значение физического параметра,  $v$  — коэффи-

гамского нагорья, они достаточно хорошо дифференцированы по значениям удельной массы, изменение которой находится в обратной зависимости от содержания кремнекислоты, и отражают самые тонкие различия их состава. Пределы колебаний удельной массы лав различного состава изменяются от 2,654 до 2,940 г/см<sup>3</sup> при относительно невысоких значениях коэффициентов вариации 0,6—1,8%. Максимальными средними значениями удельной массы характеризуются долеритовые базальты г. Камо и базальты Цахкашенской группы вулканов ( $\bar{\delta}=2,900$  г/см<sup>3</sup>). Они же, судя по значениям коэффициентов вариации 0,5—0,6%, отличаются наиболее высокой гомогенностью состава.

Среди лав андезито-базальтового состава более высокой удельной массой выделяются андезито-базальты Разданского потока ( $\bar{\delta}=2,853$  г/см<sup>3</sup>) и андезито-базальты вулкана Сеган ( $\bar{\delta}=2,821$  г/см<sup>3</sup>). Сопоставление петрографически однотипных лав одного и того же вулкана, но отобранных с различных его морфологических элементов, показало, что они обнаруживают довольно устойчивые различия по удельной массе и другим свойствам. В частности, лавы конуса вулкана Сеган имеют более высокую удельную массу ( $\bar{\delta}=2,821$  г/см<sup>3</sup>), чем лавы его потока ( $\bar{\delta}=2,782$  г/см<sup>3</sup>). Особенно ощутимы различия в удельной массе различных фаз сложного конуса вулкана Армаган, для которых четко выражена тенденция увеличения этого параметра при переходе от лав первой фазы ко второй и третьей фазам. Аналогичная закономерность наблюдается и для андезитов вулкана Джрбашьян. Менее выражены эти различия для андезито-базальтов вулкана Акнацасар. Если учесть обратную связь удельной массы с содержанием кремнекислоты, то эти различия позволяют сделать вывод об общем поокислении первых порций магмы одного и того же вулкана. Аналогичная закономерность

Плотность, г/см <sup>3</sup>	Пористость		Скорость упругих волн, км/с		Теплопро- водность, 10 <sup>-3</sup> кал см·с·град	Температуро- проводность, 10 <sup>-3</sup> см <sup>2</sup> /с
	общая	эффектив- ная	продольных	попереч- ных		
2,251	17,26	12,0	4,98	2,81	2,94	5,92
8,0	30	41	4	4	10	9
2,261	16,75	10,07	4,92	2,86	3,08	6,3
5,0	26	56	3,5	4	14	11
2,382	13,16	12,65	4,95	3,01	2,98	5,47
5,9	35	37	13	—	15	8

цент вариации, %.

была обнаружена и для лав новейшего вулканизма Айюцзора и Закарпатья [3]. Это позволяет констатировать проявление процессов гравитационно-кристаллизационной дифференциации в отдельных подводящих каналах и периферических очагах. В верхних частях таких каналов (очагов) обособляется относительно более «кислая» магма, поступающая на поверхность в первый период извержений.

Более сильно проявляются различия в удельной массе лав вулканов гегамского типа и сложных конусах третьего этапа, активная вулканическая деятельность которых была более продолжительной и периодически сменялась относительным покоем.

Намечается общая тенденция в изменении физических свойств при переходе от лав первого этапа к лавам второго и третьего этапов. Для удельной массы в общем она проявляется к уменьшению ее средних значений к конечным этапам.

Наибольшую корреляцию с характером вулканической деятельности обнаруживает пористость. Ее значения увеличиваются в общем при переходе от лав трещинного вулканизма к ареальному и полигенному вулканизму. Максимальное увеличение пористости характерно для лав второго этапа, вулканическая деятельность которого носила наиболее выраженный ареальный характер. Если для лав трещинных излияний первого этапа средние значения пористости находятся в пределах 8,03—12,36% для общей пористости и 7,08—9,40% для эффективной пористости, то для типичных лав простого шлакового конуса вулкана Акнацасар величина общей пористости колеблется от 19,82 до 33,72%, а эффективной — от 16,85 до 26,77%. Для большинства изученных лав доминирующей, как правило, является открытая пористость. Высокая вариабильность пористости, коэффициенты вариации которой достигают значений до 60%, обусловлена текстурными особенностями лав, отражающими условия их излияния и застывания. Это особенно отчетливо видно при срав-

нении пористости лав простого шлакового конуса Акнацасар, опробованных в месте выхода из под шлаковой постройки, которая почти вдвое выше значений этого параметра у лав языка этого же потока. Причем лавы начала потока характеризуются не только большим абсолютным значением пористости, но и большей неравномерностью ее распределения. Эта особенность характерна и для лав вулкана Сеган, более поздние порции лав которого являются менее пористым. Для лав сложного конуса Армаган наблюдается уменьшение пористости в более поздних фазах. Аналогичная тенденция характерна для лав вулкана Джрбашьяна.

Пористость является одним из важнейших параметров, отражающих степень загазованности продуктов вулканической деятельности, условий их остывания на поверхности и сложно связана с количеством излившейся лавы, ее вязкостью, формой рельефа, состоянием подстилающего субстрата. Полученные данные свидетельствуют о том, что степень загазованности начальных эруптивных фаз была более высокая. Общий характер распределения пористости лав Гегамского нагорья свидетельствует о том, что она в целом отражает характер вулканической деятельности. Подвижная жидкая лава одноактных извержений, благодаря большой скорости истечения, обусловленной геоморфологическими особенностями рельефа нагорья и небольшим объемом извержений, благоприятствовала формированию маломощных потоков и быстрому охлаждению лавы. Это и привело к образованию пузыристых и даже шлаковидных текстур вулканитов, которые наиболее ярко проявляются в продуктах ареального типа вулканизма.

Как и следовало ожидать, упругие, тепловые свойства и плотность, которые находятся в прямой зависимости от пористости и структурных особенностей лав, испытывают особенно значительные колебания. Это приводит в конечном итоге к тому, что для них сохраняется общая тенденция в изменении в соответствии с их обратной зависимостью от пористости. Тем самым проявляется связь с характером вулканической деятельности. Наибольшими средними значениями плотности, упругих и тепловых параметров характеризуются лавы трещинных излияний. Влияние условий извержений особенно отчетливо проявляется при сравнении лав базальтового состава шлакового конуса Цахкашенской группы вулканов и долеритовых базальтов трещинных излияний, пористость которых почти втрое выше последних, значения плотности, упругих и тепловых параметров соответственно значительно ниже долеритовых базальтов.

По совокупности магнитных свойств (табл. 2) изученные образования дифференцируются на три петромагнитные группы. Первая группа объединяет лавы плиоцена и II этапа антропогенного цикла, вторая — эффузивы простых вулканических построек вершинной части Гегамского хребта, вулкана Армаган и

I фазы деятельности вулкана Джрбашьяна. Андезиты II и III фаз извержения последнего целесообразно выделить в особую (III) петромагнитную группу.

Эффузивы I группы, за исключением манычарских лав, характеризуются повышенными значениями магнитной восприимчивости, намагниченности насыщения и относительно пониженными величинами естественной остаточной намагниченности  $I_n$ . Последнее находит свое выражение в невысоких модальных значениях фактора  $Q$ . Термомагнитные характеристики образцов лав этой группы, изученные для их естественного состояния, в большинстве случаев описываются кривой  $I_s-T$  типа  $Q$  (по Неелю) со значением точки Кюри  $\theta_K$  преобладающей ферромагнитной фазы  $500-550^\circ\text{C}$ . Кривая охлаждения при этом располагается ниже кривой нагрева ( $\delta \leq 1$ ). Лишь андезито-базальты Разданского потока обладают сравнительно низкой точкой Кюри (табл. 2), а  $\delta > 1$ .

Минераграфические исследования показали, что для описываемых вулканитов характерно наличие двух генераций титаномагнетита (вкрапленники и зерна основной массы). Этот минерал часто отличается оптической гетерогенностью, что свидетельствует о проявлении процессов разрушения твердого раствора. Типично также присутствие гидроокислов. Лишь в разданских лавах титаномагнетит, находящийся, главным образом, в составе основной массы, представлен оптически однородными зернами, очень редко окисленными по трещинам.

Для образцов вулканитов I петромагнитной группы проводили длительные отжиги в инертных атмосферах, для реставрации первичного облика зерен рудных минералов. В ряде случаев получены препараты, преобладающая ферромагнитная фаза которых имеет около  $150^\circ\text{C}$ .

Вулканические образования вершинной части Гегамского нагорья (II группа) в большинстве своем отличаются однообразием магнитных характеристик. Для них намечаются лишь незначительные различия величин индуктивных и магнитных параметров эффузивов простых лавовых и шлаковых конусов. Лавы последних обычно более магнитны. Различия эти более яркие в осевой части хребта и едва проявляются для вулканитов Народузской группы. В целом же величины индуктивных магнитных характеристик образований описываемой группы несколько ниже ранее охарактеризованных вулканитов. Значения фактора  $Q$  у них в среднем выше, хотя и испытывает значительные колебания.

По своим термомагнитным характеристикам лавы II петромагнитной группы являются несколько разнородными. Встречаются как однофазные кривые с  $\theta_K$ , близкими к магнетитовым, так и существенно полифазные графики  $I_s-T$ , отражающие в качестве главных ферромагнитных компонент минералы с  $\theta_K = 375-410^\circ\text{C}$ .

Рудные минералы описываемых пород образуют изометричные неправильной формы и угловатые зерна, встречающиеся чаще всего в составе основной массы. Для части образцов оптически не удается установить гетерогенность рудных зерен. В большинстве же шлифов (лавы конуса Сеган, эффузивы вулканов Акнацасар, Каранлич, Народуз, III фаза извержения Ар-

магана) для наиболее крупных зерен (0,02—0,05) ясно видны следы проявления процессов разрушения твердого раствора.

У большинства образцов эффузивов II петромагнитной группы, подверженных термообработке в инертных атмосферах,  $\Theta_k = 300-400^\circ \text{C}$ .

Таблица 2. Магнитные свойства

Вулканический этап	Выборка	$\chi, 10^{-3}$ ед. СГСМ			$I_n, 10^{-3}$ ед. СГСМ			Q, ед.	
		$\bar{x}$	$M_0$	$v$	$\bar{x}$	$M_0$	$v$	$\bar{x}$	$M_0$
I	1	1,27	1,25	10	2,58	1,25	58	4,68	2,5
	2	3,2	2,85	17	16,3	4,76	108	12,4	1,5
II	3	2,07	1,8 2,3*	17	2,76	2,7	22	3,11	2,6
	4	2,34	1,9 3,9*	57	8,5	8,6	51	11,8	5,5
	5	1,89	1,95	86	22,0	1,1 3,7*	245	52,7	2,1
	6	0,86	0,6 1,4*	52	4,02	2,1	68	16,97	5,5 17,2*
	7	1,98	2,25	19	8,28	6,3	106	19,5	8,5
	8	1,18	1,24	19	2,16	5,8	86	44,4	16,5
	9	1,69	1,45	16	8,99	5,5	99	12,7	7,7
	10	1,47	1,43	27	21,3	5,1	74	36,1	17,2
III	11	1,87	2,04	12	14,5	8,5	97	17,6	10,4
	12	2,42	1,7	68	29,9	4,0	170	35,9	3,4
	13	2,28	1,95	22	3,94	2,5	58	4,21	2,6
	14	0,25	0,17	121	1,25	0,51	69	16,7	19,7
	15	0,09	0,10	28	4,68	3,1	131	114,7	43,1
	16	1,94	1,82	20	6,29	4,7	94	8,82	5,8
	17	2,26	2,02	16	6,92	5,7	150	7,19	4,3
	18	1,75	1,89	12	23,8	13,5	119	32,6	7,0

Примечание.  $\chi$  — магнитная восприимчивость;  $I_n$  — естественная  $I_{rs}$  — остаточная намагниченность насыщения;  $\Theta_k$  — точка Кюри главной фердо ( $I_{s0}$ ) и после ( $I_{st}$ ) термомагнитного анализа (нагрев до  $600^\circ \text{C}$ );  $\delta_m = I_{st}/I_{s0}$ ;

\* — бимодальное распределение параметра; н.п.ч. — термомагнитный анализ I вулканический этап: 1 — андезитобазальты маньчарского комплекса; зито-базальты Разданского потока; 4 — базальты Цахкашенской группы шла-6, 7 — андезитобазальты лавового конуса Сеган; 8 — андезиты лавового (соответственно язык и основание потока), 11 — андезитобазальты лавового андезиты вулкана Джрбашьяна (нижний, средний и верхний поток и соответ-

вулканитов Гегамского нагорья

$v$	$I_s, \text{гс} \cdot \text{см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$			$\beta = I_{rs}/I_s$			$\Theta_k$	$\delta$
	$\bar{x}$	$M_0$	$v$	$\bar{x}$	$M_0$	$v$		
59	1,22	1,27	7	0,28	0,32	22	520	0,93
122	1,96	1,96	21	0,18	0,10	54	550	0,87
27	1,60	1,5	17	0,14	0,23	23	290	1,52
76	1,98	1,84	35	—	—	—	540	0,95
243	1,41	1,42	21	0,15	0,12	34	530	0,94
116	0,84	0,60 1,30	43	0,16	0,23	51	550	0,95
179	0,93	1,64	58	0,12	0,13	50	525	0,96
93	1,04	1,1	28	0,29	0,17	75	500	0,96
106	1,43	1,67	27	0,14	0,09	50	540	0,95
82	1,61	1,58	13	0,16	0,13	41	520	1,0
96	1,41	1,28	10	0,13	0,14	68	375	
166	1,55	1,77	10	0,11	—	—	490	0,99
70	1,28	1,25	10	0,14	0,16	21	460	0,95
41	0,15	0,04	146	0,29	0,18 0,39*	37		н.п.ч.
124	0,04	0,04	38	0,50	0,40	38		»
115	1,33	1,29	26	0,11	0,09 0,15*	27	540	0,92
170	1,39	1,35	11	0,11	0,09	28	400	1,0
117	1,10	1,02	8	0,19	0,17 0,23	21	230	0,96

остаточная намагниченность; Q — фактор Q;  $I_s$  — намагниченность насыщения; ромагнитной фазы;  $\delta_m$  — соотношение намагниченности насыщения образца  $x$  — среднее арифметическое;  $M_0$  — мода;  $v$  — коэффициент вариации, %;

не выполняется из-за низкой величины  $I_s$  горной породы. 2 — долеритовые базальты района г. Камо. II вулканический этап: 3 — анде-ковых конусов; 5 — базальты Архаменского покрова. III вулканический этап: конуса Каранлич; 9, 10 — андезитобазальты шлакового конуса Акнацасар конуса Карап; 12 — андезитобазальты шлакового конуса Народуз; 13—15 — ственно); 16—18 лавы вулкана Армаган (I, II, III фазы соответственно).

Андезиты II и III фаз извержения вулкана Джрбашьяна, отнесенные нами к III петромагнитной группе описываемой здесь коллекции, являются немагнитными магнитожесткими породами. Так, модальное значение фактора  $Q$  лав II фазы равно 19,7, III — 43,1. Мода параметра  $M_0$  близка к 0,4, при обычных величинах этого признака для остальных вулканитов района составляют 0,1—0,2.

Совокупность приведенных данных об этих породах позволяет отнести их к разряду вторично-немагнитных образований [12]. Последнее хорошо согласуется с результатами минералогических исследований, которые свидетельствуют о практически полном замещении зерен титаномагнетита мартитом и гидроксидом.

Сравнивая магнитные свойства эффузивов района с особенностями их вещественного состава, можно отметить, что большие величины индуктивных магнитных параметров лав плиоценовых и II этапа хорошо коррелируются с относительно повышенным содержанием железа в этих образованиях. Заметной же связи  $I_s$  и  $\chi$  с содержанием вкрапленников рудного минерала вкрапленников не обнаружено. Следовательно, определяющее влияние на формирование магнитных параметров эффузивов Гегама (особенно лав вершинной части) оказывают мельчайшие зерна титаномагнетита основной массы. Роль рудной пыли в общем балансе ферромагнитной компоненты максимальна для эффузивов III этапа, в связи с чем эти породы обладают повышенными значениями фактора Кенигсбергера.

Наибольшими величинами этого параметра, как уже отмечалось выше, характеризуются вторично-немагнитные андезиты Джабашьяна (II и III поток). Как известно [12], повышенная магнитная жесткость является одним из главных диагностических факторов при идентификации подобных образований. Для этих пород также наблюдается сильная положительная связь между характеристиками магнитной жесткости и окисленностью железа ( $K_{ок} = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + 1,1FeO}$ ).

Отрицательная связь существует между  $K_{ок}$  и индуктивными магнитными параметрами. Для остальных лав Гегама корреляция между окисленностью железа и магнитными характеристиками весьма слабая. Однако для лав I петромагнитной группы окисленность железа существенно выше в образцах, характеризующихся «магнетитовыми» кривыми  $I_s-T$ , т. е. подверженных интенсивному высокотемпературному окислению. Наоборот, андезито-базальты Разданского потока с низкой точкой Кюри обладают наименьшей величиной  $K_{ок}$  и, как показывают комплексные исследования, содержат титаномагнетит, подверженный в основном лишь однофазному окислению с образованием дефектных ферромагнитных шпинелей.

Следует отметить, что в месте опробования мощность Разданского потока составляет около 7—8 м, т. е. относится к разряду «мощных».

Полученный нами фактический материал по термомагнитным характеристикам эффузивов Гегамского нагорья не совсем согласуется с результатами других авторов. Так, по опубликованным данным, лавы потоков, подобные Разданскому, должны непременно подвергаться высокотемпературному субсолидуемому окислению благодаря действию целого ряда агрессивных факторов. Этого, как мы видим, не наблюдается. В то же время эффузивы района, слагающие гораздо более маломощные («тонкие») потоки, повсеместно содержат титаномагнетит, претерпевший интенсивное высокотемпературное окисление.

Изученные физические параметры достаточно хорошо отражают общую направленность в изменении состава и в характере вулканической деятельности Гегамского нагорья. Общая направленность в развитии вулканизма (трещинный—ареальный—субполигенный) сопровождается уменьшением плотностных, упругих и тепловых параметров, увеличением пористости, максимум увеличения которой совпадает с наибольшим проявлением ареального вулканизма: более узкими пределами колебаний удельной массы при относительном ее уменьшении к завершающему этапу вулканической деятельности.

Достаточно четкая дифференциация эффузивов Гегамского нагорья по магнитным свойствам в общем документирует основные этапы антропогенного вулканизма района, проявления которого, в свою очередь, были детерминированы различной геотектонической и петрологической обстановкой. Так, вулканы, относимые нами к I петромагнитной группе, по геологическим данным произошли за счет магмы более глубинного очага. Как уже отмечалось, одним из главных магнитных признаков этих разностей являются низкие точки Кюри. Интерпретируя эти цифры в соответствии с представлениями Д. М. Печерского [10], можно получить величины глубин порядка 60 км.

Лавы же II петромагнитной группы, изливавшиеся с относительно неглубоко залегающего периферического очага, обладают значительно более высокими значениями точек Кюри. Принимая во внимание небольшое различие петрохимического состава эффузивов района, основным фактором, реализующим трансформацию сведений о значениях глубины мамопитающего очага в петромагнитную информацию, следует считать летучесть кислорода. Наглядной иллюстрацией господствующей тенденции к повышению последней во времени является вторичная немагнитность поздних лав вулкана Джрбашьяна.

Полученная объективная петрофизическая информация, увязанная с петрологическими данными, позволяет в конечном итоге говорить о существенной роли тектонического фактора в формировании вулканогенных пород антропогенного цикла Гегамско-

го нагорья, влияние которого проявилось в направленном развитии характера вулканической деятельности и соответствующем ей изменении физических свойств. Полученные данные могут быть использованы как при решении геологических задач, так и при интерпретации геофизических данных. Представляется особенно перспективным использование петрофизической информации при геологическом картировании вулканитов, особенно при их фациальном анализе, расчленении и сопоставлении разобренных разрезов лав. Привлечение анализа физических свойств позволит в комплексе с другими методами более успешно решать вопросы реконструкции форм и условий проявления вулканической деятельности.

**Список литературы:** 1. *Акопян Ц. Г.* Магнитное поле и палеомагнетизм кайнозойских эффузивных пород Армянской ССР. Ереван, 1963, 176 с. 2. *Бальян С. П.* Гегамское нагорье. Геология Армянской ССР, т. 1. Ереван, 1962, 450 с. 3. *Багдасарян Г. П., Карапетян К. И., Гукасян Р. Х.* О стратиграфическом положении и возрасте манычареких лав.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1973, № 3, с. 75—85. 4. *Жуков Н. Н.* Вероятностно-статистические методы анализа геолого-геофизической информации. Киев, Высшая школа, 1975, 304 с. 5. *Карапетян К. И.* Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцзора (Армения).— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 150—165. 6. *Карапетян К. И.* Классификация четвертичных вулканов Гегамского нагорья и связь их с трещинной тектоникой.— В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 210—215. 7. *Карапетян К. И.* Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1969, № 3, с. 120—135. 8. *Малеев Е. Ф.* Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., Наука, 1964, 460 с. 9. *Оганесян Ш. С.* О плотности горных пород Армении.— Изв. АН АрмССР. Сер. геологии и геофизики, 1958, т. 11, № 3, с. 70—80. 10. *Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ф.* и др. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М., Наука, 1975, 288 с. 11. *Сироткина Т. Н.* Плотность пород Армении.— Вопросы разведочной геофизики, 1967, вып. 6, с. 25—45. 12. *Сухорада А. В.* Магнетизм гранитоидов и некоторые аспекты их геологической интерпретации. Автореф. канд. дис. на соиск. ученой степени канд. геол.-мин. наук. 1972, Киев, 24 с.

*G. T. Prodejvoda, A. V. Sukhorada, K. I. Karapetjan*  
THE PETROPHYSICAL CHARACTERISTIC OF  
THE AREAL VOLCANISM PRODUCTS  
(AT THE EXAMPLE OF GEGAMP PLATEAN)

The type of volcanic activity determine the general directionly of the igneous rocks physical prorerties changing. It are shown at the basic of the combined analisys of the petrological and igneous rock phisical properties study datum.

РАСЧЛЕНЕНИЕ АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТ — АНДЕЗИТОВЫХ ТОЛЩ  
ВЫГОРЛАТ-ГУТИНСКОЙ ГРЯДЫ НА ЭВМ  
ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ГРАНИЦ ПРОЯВЛЕНИЯ ФАЗ ЭРУПЦИИ

Широкое развитие в пределах Закарпатского внутреннего прогиба различных по составу, фациям и времени образования продуктов вулканической деятельности, их недостаточная геологическая изученность и отсутствие единой стратиграфической схемы значительно затрудняет их расчленение и корреляцию как в пределах отдельных районов Выгорлат-Гутинской гряды, так и по латерали.

Поэтому для объективного выделения границ в пределах вулканических толщ близкого состава была использована разработанная нами программа разделения неоднородной совокупности на однородные группы по упорядоченным данным на ЭВМ, использующая комплекс геологических признаков [1]. Его суть заключается в построении последовательности классификаций векторов наблюдений  $y_i$  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.

При выделении границ по комплексу признаков меру компактности (однородности) определяют таким образом, чтобы учесть поведение всех показателей. Способы задания меры компактности могут быть различными. Определим ее так:

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

где

$$\vec{y}_{i\alpha} = \{ \alpha_1 y_{i_1}, \alpha_2 y_{i_2}, \dots, \alpha_k y_{i_k} \}; \quad \bar{y}_{j\alpha} = \frac{1}{r_j - r_{j-1}} \sum_{i=r_{j-1}+1}^{r_j} \vec{y}_{i\alpha};$$

$\alpha_s$  — коэффициенты масштаба, оцениваемые в виде  $\alpha_s = \frac{1}{g_s}$ , где

$$g_s = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{n-1} (y_{i+1,s} - y_{is})^2}, \quad s = \overline{1, k}.$$

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.

Что касается вопроса о достоверности выделяемых границ, определения наиболее вероятного количества и положения их в упорядоченном ряду наблюдений, то отметим следующее. Описанная методика исходит из того факта, что при любом фиксированном количестве границ их положение будет наиболее вероятным. Если даже в этом ряду заведомо не существует границ, они будут зафиксированы. Теоретическое

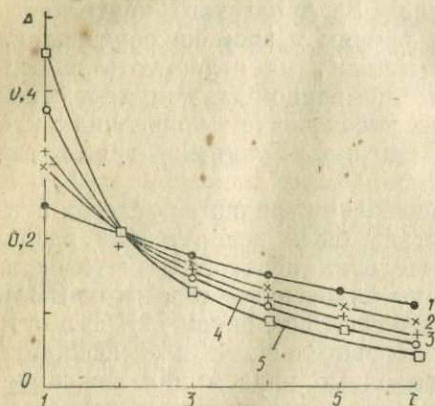


Рис. 1. Эталонные зависимости разностей минимальных мер компактности  $\rho$  от количества выделяемых границ  $J$ , полученные по пяти сериям эталонных объектов.

решение проблемы оценки достоверности выделяемых границ и их количества представляется достаточно трудным. Поэтому предлагается упрощенная методика выделения достоверного количества границ.

Пусть число анализируемых упорядоченных объектов равно  $n$ . Определим  $n$  других заведомо однородных объектов, по возможности из тех геологических образований, по которым проводится расчленение разрезов. В нашем случае в качестве однородных объектов были вычислены  $n$  средних значений признаков, участвующих в задаче расчленения, стандарта андезито-базальта АБЗ-1 [2] по рядовым измерениям. Этот стандарт представляет собой характерную разновидность новейших вулканогенных образований Закарпатья и отобран в карьере у с. Родванка, вблизи г. Ужгорода [2].

Средние значения признака, представляющие однородные объекты, упорядочиваются в случайном порядке (например, по таблице случайных чисел) и по программе нахождения границ по линейно-упорядоченным данным (разделение неоднородной совокупности на однородные группы) определяются минимальные меры компактности выделенных групп при наиболее вероятных положениях границ. Такое разделение повторяется для  $t$  серий с целью определения эталонной критической области.

По полученным значениям строят эталонные зависимости минимальных мер компактности  $\rho_k$  от числа выделяемых границ  $J$  для всех  $t$  серий однородных объектов, а для удобства интер-

претации эталонные зависимости пересчитываются на зависимости разностей последовательных мер компактности  $\Delta = \rho_k(J+1) - \rho_k(J)$  с указанием размаха для каждой такой разности, полученного по  $m$  сериям однородных объектов (рис. 1). При интерпретации результатов расчленения анализируемых геологических разрезов на этот же эталонный график выносятся эмпирические значения разностей  $\Delta$ . Вывод о существовании границ и об их положении в разрезе делается на основании превышения соответствующих разностей последовательных значений мер компактности объектов над верхней критической линией эталонной зависимости.

Расчленение вулканогенных толщ производили на характерных и хорошо изученных вулканических разрезах андезито-базальт—андезитового состава, сформировавшихся в течение нескольких этапов эруптивной деятельности в разных частях Выгорлат-Гутинской гряды: в западной — разрез г. Анталовская Поляна, в центральной — массив Сияк, в восточной — хр. Великий Шоллес.

В расчленение вовлекался не весь разрез конкретного района (от базальтов до липаритов), а характерные представители (толщи) одного петрографического состава для увеличения разрешающей способности метода и исключения при этом влияния фактора самого состава. При расчленении в каждом разрезе было выбрано по семь стратиграфических горизонтов (снизу вверх), сложенных андезито-базальтами.

Расчленение разрезов проводили по 46 количественным параметрам, которые были объединены в петрографическую, петрохимическую, петрофизическую, геохимическую и химическую группы признаков.

Остановимся кратко на геологическом описании выбранных разрезов и результатах расчленения их по комплексу признаков на ЭВМ.

В вулканическом разрезе г. Анталовская Поляна, по данным А. В. Зобкова, выделяется три толщи андезито-базальтов и андезитов: 1) андезито-базальты средней пачки среднегутинской подсветы —  $N_2ht_2^2$ , которые были опробованы по руч. Солотвинский (три потока), в карьере с. Каменица и в обнажениях на левом берегу р. Уж; 2) андезито-базальты верхней пачки среднегутинской подсветы —  $N_2ht_2^3$  (склон г. Анталовская Поляна); 3) андезито-базальты верхнегутинской подсветы —  $N_2ht_3$  (юго-восточный склон и вершина г. Анталовская Поляна).

В вулканическом разрезе массива Сияк Н. В. Короновский выделяет три толщи пород андезито-базальтового и андезитового состава: 1) андезито-базальты матековского комплекса —  $N_2m_2$  (по р. Ламованья два потока и у с. Новая Грабовница); 2) андезито-базальты сиякского комплекса —  $N_2s_{4-5}$  (южный склон г. Буза); 3) андезито-базальты и андезиты обавского комплекса —  $N_2o_2$  (два потока г. Обавский Камень).

Вулканогенный разрез хр. Великий Шоллес, по данным Э. М. Титова, также содержит три толщи пород андезитобазальтового состава: 1) андезитобазальты нижней пачки среднегутинской подсвиты  $N_2ht_1^1$  (пять потоков по р. Быстрая); 2) андезитобазальты верхней пачки среднегутинской подсвиты —  $N_2ht_2^2$  (по руч. Нирош); 3) андезитобазальты бужорской свиты —  $N_2br$  (вершина г. Толстая).

Все перечисленные объекты были опробованы и проанализированы по единой методике, что дало возможность получить количественную информацию с одинаковой и довольно высокой точностью.

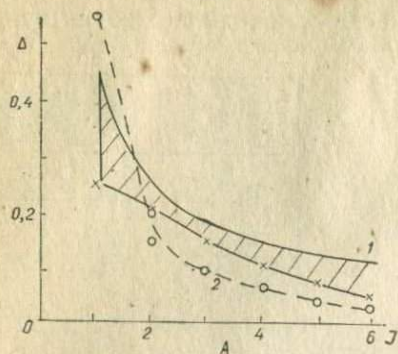
Результаты расчленения вышеописанных разрезов представлены на рис. 2—4, где изображены эталонная критическая область (заштрихованная) для пяти серий однородных объектов и эмпирическая зависимость разностей последовательных мер компактности  $\Delta$  от числа выделяемых границ  $J$  ( $A$ ).

В средней части (рис. 2—4) в виде номеров выборок вынесены геологические объекты, представляющие стратиграфические толщи вулканогенных разрезов различных районов Выгорлат-Гутинской гряды. Здесь же показаны статистически достоверные [1] и последующие [2] границы разделения, а также их положение в упорядоченном вверх по разрезу ряду объектов ( $B$ ).

Внизу (рис. 2—4) показана схема корреляции стратиграфических разрезов трех районов Выгорлат-Гутинской гряды вулканогенных образований андезитобазальт—андезитового состава: северо-западного (массив Анталовский), центрального (массив Синяк) и юго-восточного (хр. Великий Шоллес) по результатам расчленения с помощью программы разделения неоднородной совокупности на однородные группы по упорядоченным данным с использованием комплекса петрогеохимических признаков и ЭВМ.

Как видно из рис. 2—4, по трем вулканическим разрезам выделяется одна статистически достоверная граница. В западной части разреза г. Анталовская Поляна ее положение соответствует границе между средне- и верхнегутинской подсвитами, в центральной (массив Синяк) — между матаковским, с одной стороны, синякским и обавским, с другой. В разрезе массива хр. Великий Шоллес положение ее соответствует границе между средней и верхней пачкой среднегутинской подсвиты, включая и образования бужорской свиты. Этот факт свидетельствует об общности вещественного состава и физических свойств андезитобазальтов верхов среднегутинской подсвиты и бужорской свиты, которые резко отличаются от образований основания гутинской свиты.

Во всех случаях отмеченная разностная граница соответствует границе проявившихся здесь четвертой и пятой фаз вулканизма. Как следует из рис. 2—4, достоверность выделенной гра-



Уровни выборки	$N_2 ht_2^2$			$N_2 ht_2^3$	$N_2 ht_5$		
	Номер выборки						
	10	12	13	19	17	3	2
1					*		
2					*		
3					*		
4					*		
5					*		
6					*		

\* \* 1 — — 2  
Б

Фаза	Сбита	Индекс	Лито- логия	Мощ- ность	Характ. пораб.	Номер выборки
V	Цолевая	$N_2 Q \text{ } \bar{C} P$		0-460	а	
IV	Гутинская	$N_2 ht_3$	^ ^ ^ ^	70-110	б	2
						3
		$N_2 ht_2^2$	^ ^ ^ ^	60-300	в	17
		$N_2 ht_2^2$	$N_2 ht_2^2$	40-130	ж	19 13 12 10
$N_2 ht_2^2$	$N_2 ht_2^2$	0-350	и			
$N_2 ht_1$		50-100	к			

В

Рис. 2. Расчленение вулканического разреза массива Анталовский по комплексу минералого-петрографических, геохимических и петрофизических признаков.

Эталонные и экспериментальный графики зависимости разностей последовательных значений мер компактности  $\Delta$  от числа  $J$  выделяемых границ (А): 1 — верхняя критическая граница эталонной области однородности; 2 — экспериментальная зависимость, полученная при расчленении на ЭВМ; эталонная критическая область однородности заштрихована.

Границы, полученные при расчленении на ЭВМ, и положение их в разрезе (Б):

1 — статистически достоверная граница; 2 — последующие границы.

Результаты расчленения вулканического разреза массива Анталовский (В): а — галечники с прослоями песков, туффов и глин; б — андезиты крупно-, средне- и мелкопорфировые.

В верхней части пачки серые глины; в — переслаивание лав и туфов андезито-базальтов; г — экструзии липарито-дацитов; д — экструзии андезито-дацитов; е — коры выветривания, агломеративные туфы с крупными прослоями лав андезитов; ж — частично перемытые туфы и туфобрекчи; з — туфы и лавы средне- и мелкопорфировых андезитов андезито-базальтов; и — агломеративные туфы с небольшими прослоями лав андезито-базальтов; к — гранат-содержащие лавы липаритов и липарито-дацитов и их туфы.

ниги подтверждается тем, что соответствующая ей фигуративная точка во всех случаях располагается выше верхней критической линии доверительной области однородности объектов.

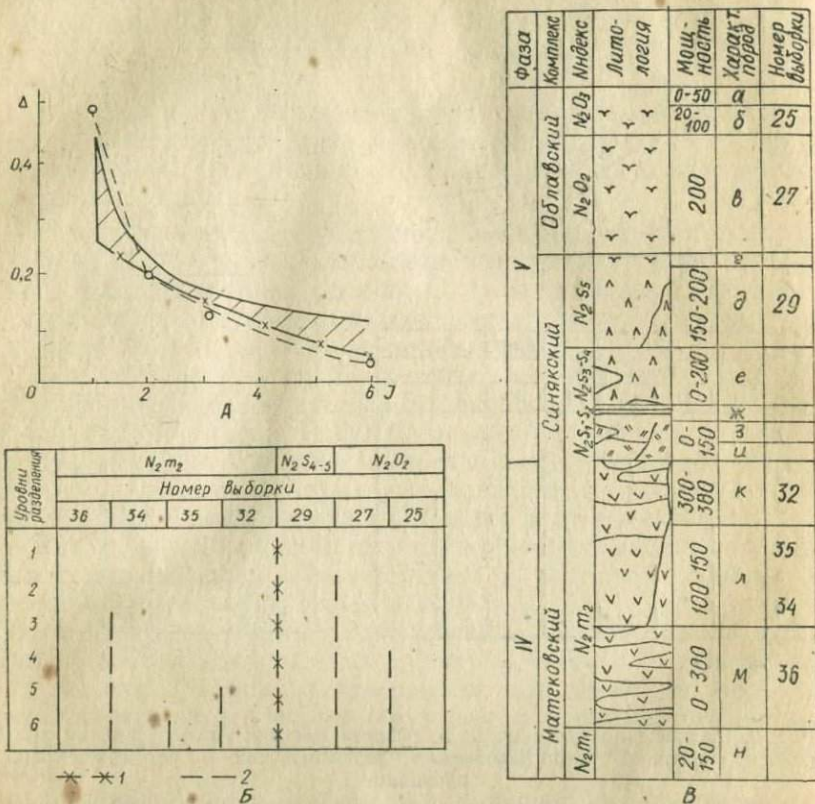


Рис. 3. Расчленение вулканического массива Синяк.

Для А и Б обозначения такие же, как и на рис. 2.  
 Результаты расчленения вулканического разреза массива Синяк (В):  
 а — туфогенно-осадочная толща; б, в — лавы андезито-базальтового состава; г — агломератовые туфы; д — лавы андезито-базальтового состава, гиаоандезиты, экструзии; е — толща андезито-базальтовых и андезитовых агломератовых туфов, туфов и лав; ж — озерные и аллювиальные отложения; з — дациты и липарито-дациты экструзивных куполов, липарито-дацитовых лавобрекчий и их туфов; и туфы и лавы андезито-базальтового состава; к — лавы андезито-базальтов и андезитов, их туфы, экструзивные тела; л — туфы грубообломочные, лапиллевые, агломеративные андезито-базальтового состава с прослоями лав того же состава; м — пресноводные озерно-аллювиальные отложения; н — пресноводные озерно-аллювиальные отложения.

Неоднородность же пятой эруптивной фазы не подтверждается. Граница между синякским и обавским вулканогенными комплексами (массив Синяк) проявляется только на втором уровне разделения (рис. 3, Б), а для бужорской свиты (массив Великий Шоллес) — на третьем (рис. 4, Б). Но в обоих случаях эти границы являются «теньевыми», т. е. статистически не досто-

верными (фигуративные точки их попадают в пояс однородности комплекса признаков, т. е. располагаются ниже критической линии его доверительной области). Полученные таким образом данные не позволяют выделять андезито-базальты и базальты так

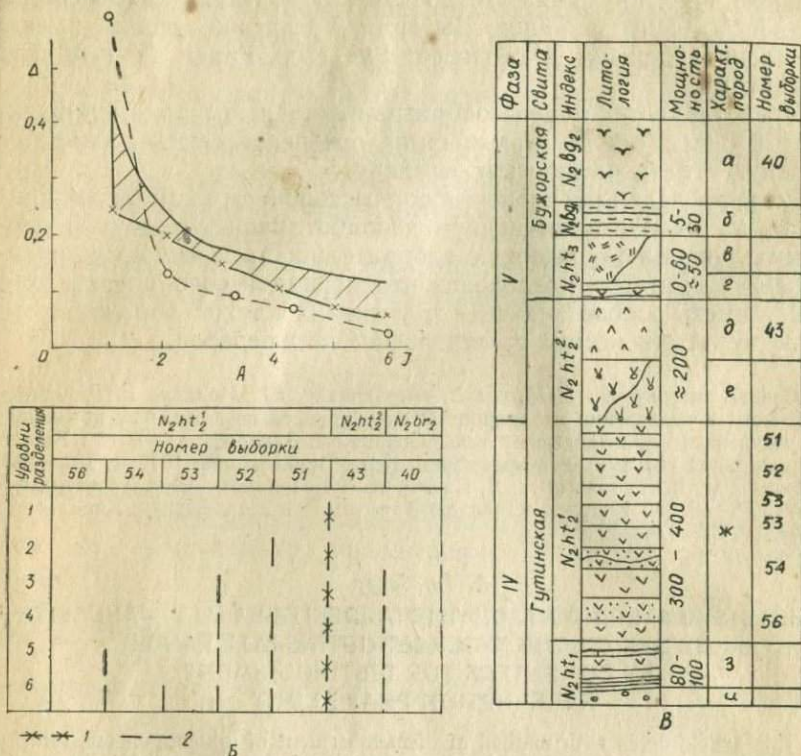


Рис. 4. Расчленение вулканического разреза массива хр. Великий Шоллес.

Для А и Б обозначения такие же, как и на рис. 2.

Результаты расчленения вулканического разреза хр. Великий Шоллес (Б):

а — андезито-базальты; б — аргиллиты, алевролиты и глины с линзами угля; в — липариты, липарито-дациты экструзивных куполов; г — перемытые осадочно-вулканические отложения; д — лавы андезито-базальтов; е — андезито-дациты экструзивных куполов и их потоков; ж — толща переслаивающихся дупироксеновых андезито-базальтов, андезитов, туфов и оливниновых андезито-базальтов и их туфов; з — мелкообломочные туффиты, туфоагломераты, алевролиты; и — базальный конгломерат.

называемой бужорской свиты в самостоятельную стратиграфическую единицу и тем более классифицировать их как образования платформенного этапа развития, а заставляет рассматривать их в качестве продуктов поздних стадий орогенного вулканизма. Породы, слагающие бужорскую свиту, как видно, по всему комплексу признаков сопоставимы с вулканическими породами орогенного вулканизма. Кроме того, они пространственно и генетически с ними связаны и приурочены к структурам об-

щекарпатского направления. Таким образом, можно сделать следующие выводы.

Вулканогенные образования, андезито-базальт — андезитового состава западного (массивы Анталовский, Попричный), центрального (массив Синяк) и восточного (массив хр. Великий Шоллес и Оаш) районов Выгорлат-Гутинской гряды имеют двухчленное деление и соответствуют вулканитам IV и V фаз вулканизма.

Представляется нецелесообразным выделение андезито-базальтов и базальтов так называемой бужорской свиты в самостоятельную стратиграфическую единицу.

Решение задач расчленения по всестороннему комплексу признаков на ЭВМ с применением разработанной методики и программы показывает высокую избирательность и мощность предлагаемого критерия разделения неоднородной совокупности, что может иметь особое значение в условиях плохой обнаженности и при отсутствии четких стратиграфических реперов.

**Список литературы:** 1. Жуков Н. Н., Серга А. Ю., Молякко В. Г. Применение метода разделения неоднородной совокупности по комплексу признаков для расчленения вулканогенных толщ Советского Закарпатья. — В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Киев, Вища школа, 1976, с. 101—106. 2. Толстой М. И., Табачный Л. Я. Спектральные стандарты магматических пород УССР. — В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Киев, Вища школа, 1976, с. 114—123.

*A. Ju. Serga*

THE DISMEMBERMENT OF THE ANDESITE-BASALT — ANDESITE  
SERIES OF THE VIGORLAT-GUTINSKAJA RANGE  
BY COMPUTERS FOR DISTINGUISHMENT  
OF ERUPTION PHASE LIMIT

This article deals with method of dismemberment of inhomogeneous totality by complex of sign with help computers in variant with linear regulating data. The dismemberment and correlation of the Vigorlat-Gutinskaja range volcanic series by complex mineral-petrografycal, geochemical and petrophysical sing by computers is made.

УДК 553.1:543.42

Л. Я. ТАБАЧНЫЙ, ст. инж.,  
Н. Н. ЖУКОВ, канд. техн. наук,  
Киевский университет

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ  
ОЦЕНКИ ТОЧНОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ  
СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Изучение реальных ошибок спектрального анализа и причин их возникновения дает возможность сосредоточить усилия аналитиков на разработке приемов и методов, позволяющих по-

высить качество аналитических работ, что в конечном счете способствует повышению эффективности геологоразведочных, геологосъемочных и других геологических работ.

Для изучения распределения ошибок спектрального анализа в зависимости от влияния отдельных факторов (систематическое смещение в зависимости от времени между измерениями, ошибка воспроизводимости в зависимости от измеряемых концентраций, величина погрешности в зависимости от используемых стандартов) проведен эксперимент по сопоставлению результатов кратных определений содержаний микропримесей по 200 пробам коренных пород северо-запада Украинского щита.

Для анализа полученных результатов была разработана методика, включающая:

а) оценки систематического смещения между измерениями, отделенными друг от друга длительными интервалами времени,

$$m_{\text{см}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2,$$

где  $x_i$  и  $y_i$  — результаты единичных измерений,  $n$  — количество пар измерений; •

б) нахождение оценки зависимости систематического смещения от измеряемых концентраций химических элементов  $m_{\text{см}} = f(c)$ ;

в) получение оценки среднего квадратичного отклонения (ошибок воспроизводимости) в зависимости от измеряемых концентраций микропримесей  $\sigma_{\text{ош}} = \psi(C)$ ,  $\sigma_{\text{ош}} = \sigma/\sqrt{2}$ , где  $\sigma = \left[ \left( \sum_{i=1}^n (x_i - y_i - m_{\text{см}})^2 \right) / n \right]^{1/2}$  — оценка среднего квадратического отклонения с учетом систематического смещения;

г) оценку абсолютной погрешности воспроизводимости (при доверительной вероятности —  $q = 0,95$ )  $\Delta_{\text{ош}} = m_q \sqrt{n/2} = 1,96\sigma_{\text{ош}}$ , где  $m_q$  — доверительные пределы оценки среднего при  $q = 0,95$ ;

д) оценку относительной погрешности (с учетом систематического смещения)  $\delta_{\text{ош}} = (\Delta_{\text{ош}}/\bar{C}) \cdot 100\%$ ;

е) расчет абсолютной погрешности результатов при использовании способа кратных измерений  $\sigma_{\text{ош}} = 1,96\sigma/n$ ,  $q = 0,95$ , где  $n$  — кратность измерений. При этом учитывается тот факт, что дискретность измерительной шкалы обеспечивает отличное от нуля среднее квадратическое отклонение ошибок воспроизводимости.

Кроме того, проводили полный статистический анализ выборок. Доверительные пределы всех статистических характери-

стик рассчитывали при уровне доверительной вероятности  $q = 0,95$ .

Эксперимент проводили по материалам исследования рядовых проб, отобранных для геохимического изучения пород северо-запада Украинского щита, преимущественно гранитоидов. Пробы анализировали дважды с интервалом около полугода. Условия анализа стандартные: использовали спектрограф СТЭ-1, установку УСА-6, спектры фотографировали по способу «попере-

Таблица 1. Результаты статистического анализа ошибок измерений по данным кратных определений элементов-примесей

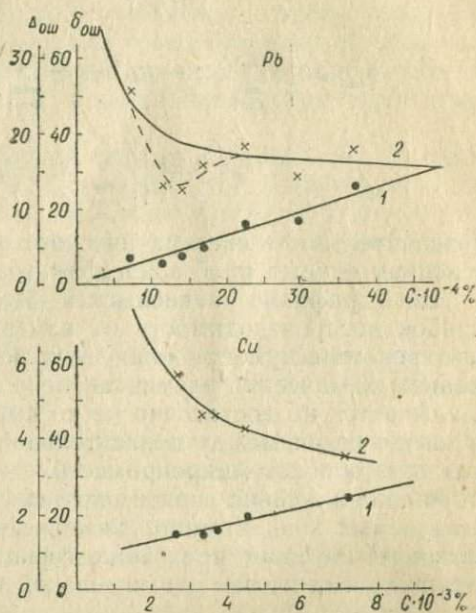
Химический элемент	$\bar{c}$	$n$	$m_{см}$	$m_q$	$\sigma_{ош}$	$V, \%$	$\Delta_{ош}$	$\delta_{ош}, \%$
Ti II 2841,9 $10^{-3} \%$	175	35	2,8	10	21	12	42	24
	220	29	2,7	19	36	16	71	32
	310	35	18	22	47	15	92	30
	480	35	9	52	110	23	217	45
	940	13	-200	230	300	32	580	60
Ni I 3050,8 $10^{-4} \%$	4	35	1,8	0,4	0,88	22	1,72	42
	5	35	0,8	0,4	0,94	19	1,84	37
	6	35	0,2	0,4	0,88	15	1,72	29
	8,4	27	-0,6	0,7	1,39	17	2,72	32
	12	19	0,35	2,3	3,68	30	7,21	59
	22	25	-1,0	2,1	3,78	17	7,42	34
61	12	-10,7	10,1	12,6	21	24,6	40	
Zr II 3273,0 $10^{-3} \%$	16,5	32	0,98	2,2	4,5	27	8,8	53
	22	27	2,46	3,0	5,6	25	11	50
	28	35	1,33	3,34	7,1	26	14	51
	32	26	-0,48	3,36	6,2	19	12	38
	43	31	-2,76	5,04	10,1	24	20	47
	59	29	-11,4	6,6	12,9	22	25	43
	92	10	-32,3	12,3	14	15	28	30
Zn I 3345,0 $10^{-3} \%$	2,3	24	-0,18	0,27	0,48	21	0,94	41
	4	35	-0,29	0,43	0,92	23	1,8	45
	5,8	35	0,36	0,71	1,52	26	2,97	51
	8,4	35	0,48	0,83	1,77	21	3,47	41
	12,1	35	1,48	1,34	2,86	24	5,6	46
	16,8	18	-0,89	1,94	2,98	18	5,8	35
Pb I 2833,0 $10^{-4} \%$	7,2	35	-0,5	0,9	1,88	26	3,7	51
	11,5	30	-1,7	0,8	1,52	13	3,0	26
	13,9	27	-4,0	1,0	1,87	13	3,7	26
	17,1	35	-2,0	1,3	2,73	16	5,4	31
	22,4	27	-2,1	2,2	4,14	18	8,1	36
	29,6	27	-5,8	2,4	4,4	15	8,6	29
	37	12	-12,5	5,7	6,9	19	13,4	36

менного фотографирования исследуемой пробы и пробы сравнения». В качестве последней использованы «гранит» и «гранодиорит». Градуировочные графики строили с помощью эталонов на искусственной основе типа «гранит» и «средний состав литосферы». Они откорректированы по стандартам СССР (СГ-1, «Рыжик») и США (G-2, GSP-1). Для изучения зависимости оценок статистического анализа от концентрации химических элементов все пробы были сгруппированы по интервалам концентраций  $C$ , при выборе которых принимали во внимание: а) однородность выборки, для получения сопоставимых статистических характеристик, б) равномерность интервалов (табл. 1).

Для большинства химических элементов максимальный размах средних из поинтервальных выборок составляет около одного порядка.

Кроме того, проводили статистическую обработку для выборок контрольной пробы, анализированной в то же время (табл. 2).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что оценка систематического смещения носит значопеременный характер, в большинстве случаев определяется как незначимая (при уровне значимости — 0,05). Как правило, она не превышает половины среднего квадратичного отклонения ошибок воспроизводимости. В этом случае величина систематического смещения изменяет ошибку измерения не более, чем на 6% по отношению к ошибке воспроизводимости, что дает основание пренебречь величинами систематического смещения при оценке общей погрешности спектрального анализа.



Графики зависимости  $\Delta_{\text{ош}} = \alpha C + \beta$  (1) и  $\delta_{\text{ош}} = \alpha + \beta/C$  (2) для Pb и Cu:

$\Delta_{\text{ош Cu}} = 0,2 C + 1,0$ ;  $\delta_{\text{ош Cu}} = (0,2 + 1/C) \cdot 100\%$ ;  
 $\Delta_{\text{ош Pb}} = 0,28 C + 1,5$ ;  $\delta_{\text{ош Pb}} = (0,28 + 1,5/C) \cdot 100\%$ .

Пунктиром отмечено поведение  $\delta_{\text{ош}} = \alpha + \beta/C$  в области концентраций, близких к содержанию химических элементов в рабочих стандартах ( $C_{\text{Pb}} = 14 \cdot 10^{-4}$ ,  $C_{\text{Cu}} = 6,6 \cdot 10^{-3}\%$ ).

$$\sigma_{\text{ош}}^2 = \sigma^2/2 = \left[ \sum_{i=1}^n (x_i - y_i - m_{\text{см}})^2 \right] / 2n =$$

$$= \left\{ \left[ \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2 / 2n \right] - m_{\text{см}}^2 / 2 \right.$$

при

$$m_{\text{см}} \leq \left\{ \left[ \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2 / 2n \right]^{1/2} / 2, \right.$$

$$\sigma_{\text{ош}} \geq \left\{ \left[ \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2 - \frac{1}{8} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2 / 2n \right]^{1/2} \right. \\ \left. \geq 0,94 \left\{ \left[ \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2 / 2n \right]^{1/2} \right. \right.$$

Незначительность систематического смещения обусловлена применением единых проб сравнения (рабочих стандартов).

Для графиков зависимости  $\delta_{\text{ош}} = \varphi(c)$  — относительных ошибок воспроизводимости от измеряемых концентраций — характерен минимум при значениях последних, близких к содержаниям химических элементов в пробе сравнения, который накладывается на достаточно четко выраженный гиперболический характер связи между относительной погрешностью и измеряемым содержанием микропримесей.

Анализ линейной зависимости систематического смещения от измеряемых концентраций химических элементов  $\Delta_{\text{ош}} = \alpha C + \beta$  позволяет интерпретировать коэффициент  $\alpha$  как некоторое асимптотическое значение относительной погрешности спектрального

Таблица 2. Результаты статистического анализа ошибок измерений по данным кратных определений элементов-примесей

Элементы	$\bar{c} \cdot 10^{-4} \%$		$\sigma$		A		E		n	
	I	III	I	III	I	III	I	III	I	III
Цинк	84,6	93,4	11,3	14,4	-0,79	0,28	-0,02	-0,29	20	20
Свинец	12,2	12,3	3,19	4,17	-0,20	1,05	-0,6	0,3	20	20
Титан	3200	3090	490	560	-0,28	1,03	-1,11	1,43	20	20
Марганец	241	251	50	46	1,74	0,66	3,35	0,46	19	19
Никель	78,8	79,8	9,8	12,9	0,18	0,58	-0,73	-0,95	20	18
Бериллий	9,37	10,6	2,0	1,6	0,34	2,16	-0,23	4,89	19	18
Медь	45	45,4	7,1	7,1	0,55	0,26	0,58	0,26	19	20
Хром	136	130	27	24	1,11	0,71	0,7	0,12	19	20
Цирконий	196	166	50	40	0,71	0,86	-0,22	-0,11	20	20
Лантан	57,8	60,3	12,8	12,0	0,58	0,79	-0,74	0,37	20	18

Примечание. Римскими цифрами указаны кварталы 1975 г.;  $\bar{c}$  — среднее значение концентраций в контрольных пробах;  $\sigma$  — оценка среднего квадратического отклонения ошибок воспроизводимости;  $\pm(1,07+1,13)$  — доверительные пределы для асимметрии A — при уровне значимости 0,05;  $\pm(2,14+2,26)$  — доверительные пределы для эксцесса E — при уровне значимости 0,05.

анализа в данной лаборатории (может быть найдено графически, см. рисунок).

Существование области минимума на графиках зависимости  $\sigma_{\text{ош}} = \varphi(C)$ , а также тенденции к однознаковому систематическому смещению в области концентраций, существенно отличающихся от содержаний микропримесей в пробе сравнения, позволяют говорить о возможности уменьшения ошибок измерений за счет коррекции градуировочных графиков, если использовать фактор контрастности фотопластинок или серию проб сравнения с различными содержаниями микропримесей при идентичных основах.

Проведенный статистический анализ ошибок спектрального анализа показал, что оценки коэффициентов асимметрии и эксцесса в большинстве случаев находятся в пределах допустимых для гипотезы о нормальном законе распределения ошибок (при уровне значимости — 0,05, табл. 2).

В результате проведенных исследований можно сделать такие выводы.

Использование проб сравнения позволяет свести к незначительному уровню систематическую погрешность спектрального анализа во времени.

В области относительно небольших интервалов концентраций (соответствующих однородным, слабоизмененным гранитоидам) имеет место линейная зависимость абсолютной погрешности воспроизводимости от измеряемых концентраций.

Существует предел относительной погрешности воспроизводимости, который может быть превышен при увеличении измеряемых концентраций. Указанный предел можно оценить на основе анализа зависимости абсолютных и относительных погрешностей от измеряемых концентраций. При малой дискретности измерительной шкалы (по сравнению с  $\delta_{\text{ош}}$ ) для повышения воспроизводимости может быть рекомендован метод кратных измерений.

Список литературы: 1. Жуков Н. Н. Вероятностно-статистические методы анализа геолого-геофизической информации. Киев, Вища школа, 1975, 304 с. 2. Flanagan F. J. U. S. Geological Survey Standards — II. First compilation of data for the new U.S.G.S. rocks.— Geoch. et Cosmoch. Acta, 1969, v. 33, pp. 81—120.

*L. Ja. Tabachnyj, N. N. Zhukov*

#### SOME ASPECTS OF THE DATA EMISSION ANALYSIS PRECISION ESTIMATION

This article deals with the working out of the method for study of emission spectral analysis mistakes depending on — the time between measuring, the measured concentration, as well the investigation of the rock working standard utilization effectiveness too.

А. В. СУХОРАДА, канд. геол.-мин. наук,  
А. В. КЛЕВЦОВСКИЙ, инж.,  
Киевский университет

### АВТОМАТИЧЕСКИЙ ТЕРМОМАГНИТНЫЙ СЕПАРАТОР

Принцип термомангнитной сепарации давно используется для разделения ферромагнитных материалов по их точкам Кюри [3]. В литературе [1—4] описано несколько моделей как с горизонтально, так и с вертикально расположенным температуроконтролируемым устройством. Наиболее распространены сепараторы вертикального типа [1, 2, 4].

Для предотвращения окисления зерен в процессе их нагрева и охлаждения при сепарации последнюю целесообразно проводить в нейтральной атмосфере. Однако в этом случае возникает трудность при сборе термо-

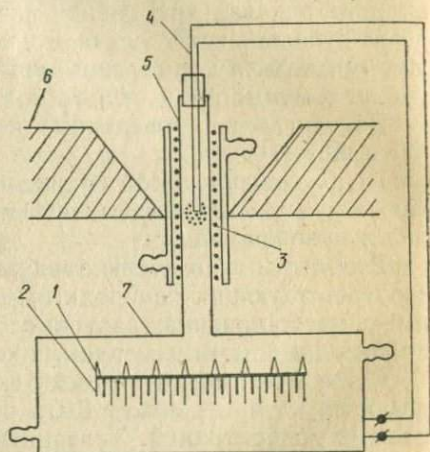


Рис. 1. Схема термомангнитного сепаратора:

1 — секционированный конвейер; 2 — диск электронного потенциометра; 3 — сепарируемая проба; 4 — хромель-копелевая термопара; 5 — электрическая печь; 6 — полюс; 7 — автоматический электронный потенциометр.

магнитных фракций, если учитывать тщательную герметизацию системы.

В разработанной нами конструкции (рис. 1) для этой цели использован секционный конвейер (1), жестко соединенный с диском (2) автоматического электронного потенциометра типа ЭПВ-2(7). Последний управляется измерительной хромель-копелевой термопарой (4), рабочий спай которой помещен в центре сепарируемой пробы (3). Вертикально расположенная электрическая печь (5) образована бифилярно намотанным на кварцевую трубку нихромовым проводом и помещена между полюсами электромагнита. Последние имеют форму, обеспечивающую максимальный градиент напряженности магнитного поля несколько выше теплового центра печи. Температурорегулирующее устройство, состоящее из электрической печи и автотрансформатора типа РНО (6), питается от сети переменного тока и легко может быть снабжено программным устройством для реализации любого режима нагрева. Электрическая печь заключена в полый кожух, охлаждаемый проточной водой. Термомангнит-

ный сепаратор тщательно герметизирован и после помещения в рабочее пространство сепарируемой пробы заполняется инертным газом (гелий, пары азота).

Описанная установка позволяет выполнять термомагнитную сепарацию в полуавтоматическом режиме. После засыпки пробы, герметизации сепаратора и заполнения его инертным газом

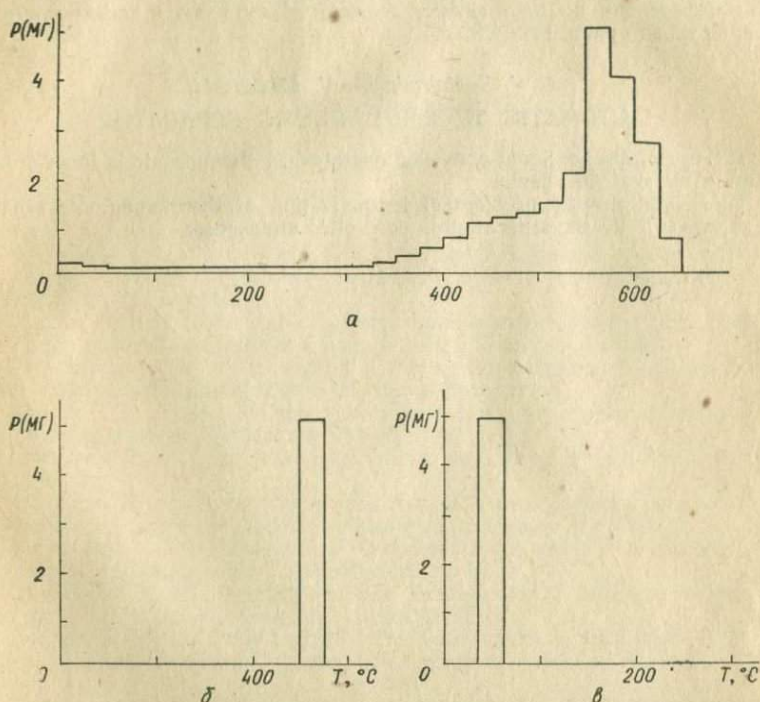


Рис. 2. Результаты термомагнитной сепарации магнитной фракции горной породы (а) и искусственных титаномагнетитов (б, в).

включается электропечь в режиме, зависящем от желаемой скорости сепарации. Вращение секционированного конвейера происходит синхронно с ростом температуры пробы. Фракции, блокирующая температура которых равна достигнутой температуре в рабочем пространстве сепаратора, падают в соответствующую секцию конвейера. Каждая секция соответствует 20 градусам температурной шкалы потенциометра.

После достижения наперед заданной максимальной температуры сепаратор автоматически выключается с одновременной подачей сигнала «сепарация закончена». После этого производится разгерметизация сепаратора, извлечение и взвешивание каждой фракции. Характерные спектры термомагнитной сепарации изображены на рис. 2.

Список литературы: 1. Барсанов Г. П., Колесников Л. В., Сергеев Н. В. Зависимость точки Кюри природных ферритов-шпинелидов от их химического состава.— В кн.: Проблемы геохимии. М., Наука, 1965, 367 с. 2. Михайлова Н. П., Глевасская А. М., Цыкора В. Н. Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена. Киев, Наукова думка, 1974, 421 с. 3. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., Мир, 1965, 453 с. 4. Цыкора В. Н., Михайлова Н. П., Глевасская А. М. Терромагнитная сепарация фракций горных пород с использованием сепаратора СИМ-1.— В сб.: Материалы VIII конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Киев, Наукова думка, 1970, 132 с.

*A. V. Sukhorada, A. V. Klevcovskij*

#### AUTOMATIC THERMOMAGNETIC SEPARATOR

The use of the sectional conveyor operated by thermopair is the distinctive feature of the distributed devise.

This simplifies the problem of hermetization of thermomagnetic separator and allows to fulfil the separation in controlled atmosphere

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Ковалевский А. Л.</i> Безбарьерные биогеохимические поиски руд и их возможности	3
<i>Мицкевич Б. Ф., Сущик Ю. Я.</i> О последовательности поисковых геохимических исследований	14
<i>Квятковский Е. М., Стуккей Г. А.</i> Особенности формирования литохимических ореолов и потоков рассеяния рудных месторождений в Карело-Кольском регионе	18
<i>Толстой М. И., Павлов Г. Г.</i> Петрогеохимические особенности гранитоидных образований северо-западной части Украинского щита	24
<i>Остафийчук И. М.</i> Фтор и фосфор в известково-щелочной позднеорогенной (неогеновой) ассоциации вулканитов Закарпатья	40
<i>Панов Б. С., Леедер О.</i> Геохимические особенности и генезис флюоритовой минерализации Донбасса и южной части ГДР	49
<i>Кармазин П. С.</i> Содержание некоторых элементов в осадочной толще Донбасса	61
<i>Анисимов В. А.</i> Оперативная оценка изотопного возраста уранового оруденения по валовым пробам с низким содержанием урана	65
<i>Котвицкий Л. Ф., Павлов Г. Г.</i> О соотношении дайкового и габбро-анортозитового комплексов Коростенского плутона	75
<i>Слипченко В. А.</i> Элементы-примеси акцессорного магнетита в гранитоидных комплексах Западного Забайкалья	83
<i>Булаевский Д. С., Доброхотов М. Н., Фрайбергер А. А., Яровой В. П.</i> О литогеохимическом опробовании при геологосъемочных работах на Украине	95
<i>Продайвода Г. Т., Сухорада А. В., Карапетян К. И.</i> Петрофизическая характеристика продуктов ареального вулканизма (на примере Гегамского нагорья)	100
<i>Серга Ю. А.</i> Расчленение андезито-базальт — андезитовых толщ Выгорлат-Гутинской гряды на ЭВМ для выделения границ проявления фаз эрупции	113
<i>Табачный Л. Я., Жуков Н. Н.</i> Некоторые аспекты оценки точности результатов спектрального анализа	120
<i>Сухорада А. В., Клевцовский А. В.</i> Автоматический термомагнитный сепаратор	126

## CONTENTS

- Kovalevskij A. L.* The non-barrier biogeochemical prospecting for ores and their possibilities
- Mickevich B. F., Sushchik Ju. Ja.* On procedure of geochemical prospecting
- Kujatkovskij E. M., Stukkej G. A.* Peculiarities of forming of litochemical dispersion patterns and streams ore deposits in Karelo-Kolskij region
- Tolstoj M. I., Pavlov G. G.* Petrogeochemical features of granitoid formations of the north-western part of the Ukrainian Shield
- Osstafijchuk I. M.* Fluorine and phosphorus distribution in calc-alkali Neogene volcanic association of Transcarpatian
- Panov B. S., Leeder O.* Geochemical features and genesis of fluorite mineralization of the Donbas and southern part of GDR
- Karmazin P. S.* Trace-elements distribution in sedimentary rocks of the Donbas
- Anisimov V. A.* Operative estimation of isotope age of uranic mineralization through gross samples with low content of uranium
- Kotvickij L. F., Pavlov G. G.* Some problems of the correlation of small bodies of gabbros and diabases and gabbro-anorthosite complex of Korosten pluton
- Slipchenko V. A.* Trace-elements distribution in accessory magnetite from granitoid complexes of Western Transbaikalia
- Bulaevskij D. S., Dobrokhotov M. N., Fraiberger A. A., Jarovoj V. P.* Concerning litogeochemical sampling by geological mapping of the Ukraine
- Prodajvoda G. T., Sukhorada A. V., Karapetjan K. I.* The petrophysical characteristic of the areal volcanism products (at the example of Gegam plateau)
- Serga A. Ju.* The dismemberment of the andesite-basalt—andesite series of the Vigorlat-Gutinskaja range by computers for distinguishment of eruption phase limit
- Tabachnij L. Ja., Zhlukov N. N.* Some aspects of the data emission analysis precision estimation
- Sukhorada A. V., Klevcovskij A. V.* Automatic thermomagnetic separator

ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ И ПЕТРОФИЗИКИ

Сборник статей

Редактор Ю. Е. Кострица  
Художественный редактор Ю. О. Стефанишин  
Технический редактор Е. Д. Окопная  
Корректор Н. Г. Ткаченко

Иньформ. бланк № 2626

Сдано в набор 19.10.77. Подписано в печать 06.06.78. БФ 35656. Формат 60×90/16.  
Бумага типогр. № 3. Лит. гарн. Выс. печать, 8,5 ул. печ. л. 9,35. уч.-изд. л.  
Тираж 1000 экз. Изд. № 1004-к, Зак. № 7-639. Цена 1 р. 40 к.

Издательство при Киевском государственном университете издательского  
объединения «Вища школа», 252001, Киев-1, Крещатик, 4.

Киевская книжная типография научной книги Республиканского производст-  
венного объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР, 252004, Киев-4,  
Репина, 4.

УДК 550.84

**Безбарьерные биогеохимические поиски руд и их возможности.** Ковалевский А. Л.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1978, с. 3—14.

Методы безбарьерных биохимических поисков (ББП) основаны на выявлении биогеохимических аномалий и ореолов не в любых, а только в безбарьерных и практически безбарьерных биообъектах (видах и частях растений), накапливающих элементы-индикаторы прямо пропорционально их концентрации в рудах и литохимических ореолах, доступных корням доминантных растений. Методы ББП представляют собой новый принцип (новое направление) в разработке геохимических методов поисков повышенной глубинности. В настоящее время практические рекомендации по ББП разработаны только для зоны хвойных лесов Сибири применительно к поискам полиметаллов, золота, молибдена, бериллия и флюорита и частично для зоны лесостепи и степи Сибири.

ББП дают количественно-интерпретируемую информацию о доступных растениям формах элементов-индикаторов на горизонте питания растений, располагающемся на глубинах порядка 1—5 м без проходки дорогостоящих горных выработок. Включение ББП в комплекс поисковых методов повышает эффективность опосредования территорий, закрытых покровными или транзитными рыхлыми образованиями, с наименьшими затратами времени и средств. Ил. 2. Список лит.: 9 назв.

УДК 550.84:551.4

**О последовательности поисковых геохимических исследований.** Мицкевич Б. Ф., Сущик Ю. Я.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1978, с. 14—17.

Анализируются причины низкой эффективности геохимических съемок на Украинском щите. В их числе отмечаются недостаточный объем и такая их последовательность, при которой практически изучаются не перспективные металлонности исследуемой территории, а геохимическая специализация кристаллических пород. Последние обуславливают лишь случайное выявление рудных тел или их эндогенных ореолов. Рекомендуются проверенная практикой последовательность поисковых геохимических работ, при которой оптимальным пунктом являются ландшафтно-геохимические исследования и опытные работы. Список лит.: 6 назв.

**Особенности формирования литохимических ореолов и потоков рассеяния рудных месторождений в Карело-Кольском районе.** Квятковский Е. М., Стуккей Г. А.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1978, с. 18—24.

Рассматриваются процессы формирования вторичных литохимических ореолов и потоков рассеяния в области распространения ледниковых образований. Дано описание геохимических барьеров, влияющих на образование аномальных содержаний рудных элементов, предложены способы их картирования и методика составления ландшафтных геохимических карт. Ил. 2. Список лит.: 8 назв.

**Петрогеохимические особенности гранитоидных образований северо-западной части Украинского щита.** Толстой М. И., Павлов Г. Г.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1978, с. 24—39.

Приводится краткая петрографическая, петрохимическая и геохимическая характеристика главных типов гранитоидных образований северо-западной части Украинского щита. Вычислены средние содержания химических элементов в этих породах. Сделаны выводы о возрастной специализации гранитоидных образований. Табл. 3. Список лит.: 20 назв.

**Фтор и фосфор в известково-щелочной позднеорогенной (неогеновой) ассоциации вулканитов Закарпатья.** Остафийчук И. М.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1978, с. 40—48.

Методами нейтронно-активационного и химического анализа исследовано распределение фтора и фосфора в плиоценовых вулканических породах Закарпатья. Концентрации этих компонентов в сериях базальт — андезито-базальт — андезит — липарит колеблются соответственно в пределах  $0,001 \div 0,08\%$  и  $0,017 \div 0,258\%$ . Установлено обеднение фтором и фосфором всех членов ряда вулканической ассоциации от базальтов до липаритов по сравнению со средними значениями по А. П. Виноградову. Распределение фосфора в последовательных дериватах парагенетических серий вулканитов хорошо коррелируется с изменением основных петрохимических характеристик. Для фтора эти факторы не являются определяющими. В эффузивах вулканических массивов внешней зоны Карпат (Попричного, Сняжа, Анталовского, Борлиов Дила), наложенных на флишевые образования, наблюдается региональное понижение уровня содержания Р и в меньшей степени F по сравнению с вулканическими массивами внутренней зоны (Великий Шоллес, Оаш). Табл. 2. Ил. 2. Список лит.: 11 назв.

**Геохимические особенности и генезис флюоритовой минерализации Донбасса и южной части ГДР.** Панов В. С., Леедер О.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1978, с. 49—61.

Приведена сравнительная характеристика геолого-структурных и минералого-геохимических особенностей флюоритовой минерализации Донбасса и южной части ГДР. Особое внимание уделено описанию выявленных закономерностей распространения редких земель и стронция в флюоритах различных генераций. Детально изучен изотопный состав кислорода и углерода минералов, парагенетически связанных с флюоритом, приведены данные термобаро-геохимических исследований газово-жидких включений. На основании результатов сравнительного изучения флюоритовых месторождений описаны их генетические особенности. Возникновение этих месторождений и рудопроявлений связано с процессами тектоно-магматической активизации, проявившимися в обоих регионах в конце палеозоя и мезокайнозой. Табл. 1. Ил. 6. Список лит.: 17 назв.

**Содержание некоторых элементов в осадочной толще Донбасса.** Кармазин П. С.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1978, с. 61—65.

В исследованном районе установлена зависимость между концентрациями ртути и кобальта в сланцах и песчаниках от возраста этих пород: более древним отложениям соответствуют более высокие концентрации. Ил. 3.

**Оперативная оценка изотопного возраста уранового оруденения по валовым пробам с низким содержанием урана.** Анисимов В. А.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1978, с. 65—75.

Обоснована возможность использования результатов изотопно-спектрального анализа свинца для определения приближенного изотопного возраста руд радиоактивных элементов по валовым пробам с низким ( $\geq 0,005$ — $0,01\%$ ) содержанием урана.

Определение приближенного возраста рекомендуется производить свинцово-изохронным методом, комплексировав его для контроля степени равновесия уран-свинцовой системы изучаемого объекта и достоверности получаемых данных с уран-торий-свинцовым методом.

Показана хорошая сходимость полученных значений приближенного возраста руд с его определениями, выполненными по урановым минералам с применением масс-спектрометров. Табл. 2. Ил. 3. Список лит.: 5 назв.

**О соотношении дайкового и габбро-анортозитового комплексов Коростенского плутона.** Котвицкий Л. Ф., Павлов Г. Г.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1978, с. 75—83.

На основании комплексного использования геологических, геохимических и петрогеохимических данных с применением методов многомерного статистического анализа решены вопросы возрастных соотношений и генетических связей основных пород дайкового и габбро-анортозитового комплексов Коростенского плутона.

Пространственная совмещенность массивов габбро-анортозитового комплекса, малых интрузий и даек основного состава, близость распределения химических элементов и общая направленность химической эволюции перечисленных образований свидетельствует о их генетической связи. Формирование малых интрузий основного состава и дайкового комплекса происходило в течение всего периода формирования Коростенского плутона. Питающие магматические камеры претерпевали эволюцию, аналогичную главным магматическим очагам. Приводится последовательность формирования дайкового комплекса. Табл. 3. Ил. 2. Список лит.: 12 назв.

УДК 549.5:550.42:552.321

**Элементы-примеси акцессорного магнетита из гранитоидных комплексов Западного Забайкалья.** Слипченко В. А.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1978, с. 83—94.

Изучены элементы-примеси в магнетитах из гранитоидов трех разновозрастных комплексов: раннепалеозойского ( $Pz_1$ ), средне-позднепалеозойского ( $Pz_{2-3}$ ) и мезозойского ( $Mz$ ). Установлены средние содержания титана, магния, марганца, кобальта, вольфрама, никеля, хрома, меди, свинца, цинка, олова, циркония, галлия, германия.

Проведено сопоставление со средними значениями по В. В. Ляховичу и акцессорными магнетитами из гранитоидов Восточного Забайкалья, выявляются их отличия. Установлено, что в процессе эволюции магматизма увеличивается в магнетитах содержание свинца, цинка, меди, олова, циркония, марганца и уменьшается содержание ванадия, хрома, никеля, кобальта. Титан-ванадиевое отношение закономерно увеличивается от более древних к более молодым гранитоидам как в классах одной кислотности, так и в гранитоидных комплексах разного возраста. Табл. 5. Список лит.: 18 назв.

УДК 550.84

**О литогеохимическом опробовании при геологосъемочных работах на Украине.** Булаевский Д. С., Доброхотов М. И., Фрайбергер А. А., Яровой В. П.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1978, с. 95—100.

На Украине накоплен значительный опыт проведения литогеохимического опробования в процессе геологосъемочных работ. Наряду с положительными сторонами выявился и ряд недостатков при выполнении литогеохимического опробования в поисковых целях. Основной из них — это недостаточное внимание к изучению вещественного состава выделяемых аномалий. Приведены примеры, когда поисковая значимость аномалий определяется не столько содержанием элементов, сколько минеральной формой их нахождения и окружающими геологическими условиями. Отмечается, что в ореолы можно объединять только родственные и относительно близко расположенные аномалии. Приведены примеры необоснованного выделения ореолов рассеяния, в которые включались разнородные и далеко отстоящие литогеохимические аномалии.

УДК 552.53+552.1 : 53

Петрофизическая характеристика продукта ареального вулканизма (на примере Гегамского нагорья). Продайвода Г. Т., Сухорада А. В., Карапетян К. И.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1978, с. 100—112.

Общая направленность в развитии вулканизма Гегамского нагорья (трещинный — ареальный — субполигенный) сопровождается уменьшением плотностных, упругих и тепловых параметров, увеличением пористости, максимум которой совпадает с наибольшим проявлением ареального вулканизма, и более узкими пределами колебаний удельной массы, при относительном ее уменьшении к завершающему этапу вулканической деятельности. Четкая дифференциация вулканитов по магнитным свойствам достаточно четко отражает основные этапы вулканизма, проявления которого, в свою очередь, были детерминированы различной геотектонической и петрологической обстановкой. Табл. 2. Список лит.: 12 назв.

УДК 55:51

Расчленение андезито-базальт — андезитовых толщ Выгорлат-Гутинской гряды на ЭВМ для выделения границ проявления фаз эрупции. Серга А. Ю.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1978, с. 113—120.

Описан метод разделения неоднородной совокупности по комплексу признаков с применением ЭВМ в варианте с линейно-упорядоченными данными. С помощью этого метода проведено расчленение и корреляция вулканических толщ Выгорлат-Гутинской гряды по комплексу минералого-петрографических, геохимических и петрофизических признаков. Ил. 4. Список лит.: 2 назв.

УДК 553.1:543.42

Некоторые аспекты оценки точности результатов спектрального анализа. Табачный Л. Я., Жуков Н. Н.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1978, с. 120—125.

Разработана методика для изучения ошибок спектрального анализа в зависимости от времени между измерениями и от измеряемых концентраций. Исследована  $\gamma$ -эффективность использования стандартов при сопоставлении данных, полученных со сдвигом во времени. Изучен характер распределения ошибок спектрального анализа. Установлено: а) существование линейной зависимости абсолютной погрешности воспроизводимости от измеряемых концентраций; б) имеет место предел относительной погрешности воспроизводимости; в) использование проб сравнения (рабочих стандартов) позволяет свести к незначимому уровню систематическую погрешность спектрального анализа, а также улучшить воспроизводимость результатов спектрального анализа; г) при малой дискретности измерительной шкалы по сравнению с ошибкой анализа для повышения воспроизводимости может быть рекомендован метод кратких измерений. Табл. 2. Ил. 1. Список лит.: 2 назв.

УДК 553.1

Автоматический термомагнитный сепаратор. Сухорада А. В., Клевцовский А. В.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1978, с. 126—128.

Отличительной чертой описываемого прибора является использование секционированного конвейера, управляемого термомарой. Это упрощает проблему герметизации термомагнитного сепаратора и позволяет выполнить сепарацию в контролируемой атмосфере. Ил. 2. Список лит.: 4 назв.

2740

1 р. 40 к.

