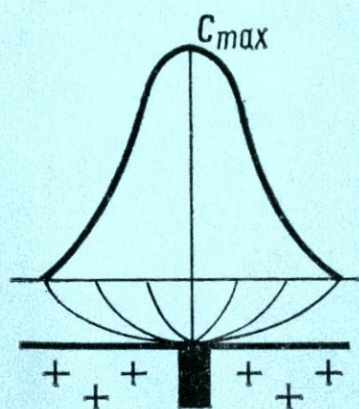


# ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ



550.4

# ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ

СБОРНИК СТАТЕЙ

1110

ИЗДАТЕЛЬСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ «ВИЩА ШКОЛА»  
ИЗДАТЕЛЬСТВО ПРИ КИЕВСКОМ  
ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ  
КИЕВ — 1974



В сборнике помещены статьи, освещающие ряд важных аспектов теории, методики и практического использования прикладных геохимических исследований при металлогеническом прогнозе и поисках рудных полезных ископаемых. Кроме того, рассматриваются вопросы рационального комплексирования геохимических и геофизических исследований, методики литогеохимического опробования, анализа проб и обработки данных.

Рассчитан на геологов, геохимиков, геофизиков, интересующихся проблемами практического применения геохимии при металлогенических и поисково-разведочных работах, а также научных работников и студентов старших курсов геологической, геохимической и геофизической специальностей.

Ответственный редактор проф. М. И. Толстой

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

*Адрес редколлегии* Киев — 127, ГСП, ул. Васильковская, 90, комн. 115.

Редакция естественной литературы  
Зав. редакцией Б. Н. Фляшников

В  $\frac{20805 - 081}{M449 (04) - 74}$

М. И. ТОЛСТОЙ, проф.  
Киевский университет

### ЗАДАЧИ СОВРЕМЕННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ПРИКЛАДНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основой увеличения добычи минерального сырья являются успехи геологии. На территории СССР за короткий срок выявлены месторождения самых различных полезных ископаемых. По запасам многих из них (уголь, природный газ, железные, марганцевые руды, асбест, никель, свинец, молибден, ртуть, сурьма и др.) наша страна занимает первое место в мире [7].

Научно-техническая революция современного этапа развития общества вызвала громадный рост производительных сил, бурное развитие экономики, науки, техники и неизбежно затронула геологическую науку и практику. Потребность народного хозяйства в минеральном сырье растет невиданными темпами. Только за послевоенное время добыча многих полезных ископаемых оказалась значительно большей, чем за всю историю человечества. Если нынешние темпы добычи сохранятся до конца столетия, то к 2000 году мировой объем потребления полезных ископаемых по сравнению с 1950 г. возрастет в 13,5 раза [4]. В связи с этим решение стоящих перед геологией задач не может основываться на простом расширении геологоразведочных работ в стране. Требуется разработка и внедрение в геологию новых методов, новой техники, новых идей и представлений — создание качественно обновленной геологической науки и практики, опирающихся на современные достижения фундаментальных наук. Современная геология — сложный научно-производственный процесс, она стала крупнейшей отраслью народного хозяйства, призванной планомерно находить, разведывать и подготавливать запасы минерального сырья для развития экономики страны. В решении стоящих перед геологией проблем несут ответственность все отрасли и звенья геологической науки и практики. Особенно большая роль в этом отводится геохимии и ее новой отрасли — прикладной геохимии.

Геохимия является наукой о распределении и миграции химических элементов в Земле в связи с ее геологической историей и протекающими процессами. В рамках определенных территорий она логично является наукой о их сырьевых и энергетических ресурсах.

Законы пространственного распределения отдельных металлов и полезных ископаемых в земной коре, как отмечает А. Е. Ферсман [10], «являются законами современной геохимии и проблемы производительных сил, география их распределения и даже география промышленности в значительной степени вытекают из этих геохимических законов». Именно поэтому, он указывал, что «практически проблема поисков полезных ископаемых по существу своему проблема чисто геохимическая» [9].

Рассматривая возможные средства и методы решения стоящих перед геологией страны задач, А. Е. Ферсман указывал: «... необходимо коренное изменение методов поисковых работ, так как без внедрения новых геохимических идей мы не сможем достаточно быстро ответить на растущую потребность социалистического хозяйства» [9], «...только новые геохимические и геофизические методы могут дать стране нужное сырье в нужном количестве, нужного качества и в соответствующих местах» [11].

Жизнь полностью подтвердила правильность этих представлений не только в части бурного развития геофизических методов исследований, но и в связи с быстрым развитием и внедрением в практику методов прикладной геохимии. Созданная советскими геологами и геофизиками в конце 20-х — начале 30-х годов, эта новая отрасль геохимии из вспомогательной, которой она первоначально была в геолого-съёмочных и поисковых работах, быстро превратилась в один из самых эффективных методов поисковых работ и способов количественного решения разнообразных геологических задач. Впервые определение предмета прикладной геохимии как «области геохимических дисциплин, в которой используются законы и выводы геохимии для решения практических проблем», дал в 1938 г. А. Е. Ферсман [11].

Развитие прикладной геохимии шло в основном в двух направлениях:

- а) изучение закономерностей распределения химических элементов в горных породах, водах, газах и растениях;
- б) использование принципов и методов теоретической геохимии и кристаллохимии для решения технологических задач.

В связи с развитием первого, основного направления, была создана новая отрасль поисков и разведки полезных ископаемых, которая в настоящее время претерпевает исключительно быстрое развитие и широко внедряется в практику геологоразведочных работ, — геохимические методы поисков полезных ископаемых.

В связи с развитием исследований во втором направлении был установлен целый ряд новых видов полезных ископаемых и способов их извлечения.

Предметом исследований прикладной геохимии, как и геохимии вообще, является химический элемент. Как известно, его свойства определяются строением и особенностями электронных оболочек атома, с одной стороны, а с другой — строением ядра атома. Первые обуславливают химические свойства атомов и ионов, их поведение

в геосферах, химические свойства и некоторые физические особенности (магнитные, электрические, теплофизические и др.) пород и минералов, в то время как строение ядер атомов — устойчивость и распространенность химических элементов, их химическую природу, радиоактивность, удельный вес и др.

Таким образом, изучая состав, распределение, формы нахождения, взаимоотношение и взаимодействие химических элементов, мы можем решать самые разнообразные геологические задачи, тогда как изучение строения и свойств ядер атомов (ядерная геохимия) позволяет выяснять ряд аспектов происхождения атомов, их историю, преобразование, разделение изотопов и т. д. — вопросов, имеющих большое значение при решении задач генезиса, возраста, истории геологических тел и процессов.

Современные прикладные геохимические исследования, в частности методы поисковой геохимии, характеризуются рядом особенностей. К ним можно отнести следующие:

а) получение прямой информации об элементарном составе вещества на его основных уровнях организации — горная порода — минерал — химический элемент;

б) массовость информации и ее количественный характер, что создает предпосылки к использованию статистических методов и ЭВМ при ее обработке и анализе;

в) тесная связь исследований состава и распределения химических элементов в геологических телах с их конкретным изучением в процессе геолого-съемочных, поисково-разведочных или других специальных работах.

В связи с этим под прикладной геохимией следует понимать раздел геохимии, преимущественно изучающий количественные особенности распределения химических элементов в геологических образованиях в связи с их конкретным геологическим исследованием, установлением мест, условий и причин концентрации и рассеяния элементов.

Несмотря на относительно короткий период своего развития, прикладная геохимия, особенно ее важнейшее направление — геохимические методы поисков полезных ископаемых, сыграла выдающуюся роль в изучении природных ресурсов страны, прогнозе полезных ископаемых, открытии целого ряда крупных месторождений, создании фактической основы изучения геологических процессов в земной коре и мантии Земли, создании объективных приемов металлогенической оценки различных геологических тел и районов.

На современном этапе развития перед прикладной геохимией стоит ряд задач, имеющих существенное практическое и научное значение. Их можно условно сгруппировать в четыре основных направления: регионально-металлогеническое, поисково-металлогеническое, изучение специальных вопросов прикладной геохимии и методическое.

К важнейшим задачам регионально-металлогенического направления можно отнести:

а) изучение распределения химических элементов в геологических образованиях различных условий образования, состава и генезиса;

б) установление региональных и местных кларков химических элементов для пород различных регионов;

в) составление петрогеохимических карт для отдельных районов, регионов и для территории всей страны;

г) оценка геохимической специализации геологических образований;

д) изучение геохимии ландшафтов и геохимическое районирование различных регионов.

Исследования в указанном направлении прикладной геохимии являются фактической основой любых геохимических исследований, связанных с оценкой металлоносности, поисками и картированием тех или иных территорий геохимическими методами, с обоснованием выбора рациональных методов полевых геохимических исследований.

Применительно к территории Украины первоочередной задачей в этом направлении является на первом этапе комплексная минералого-петрографическая и геохимическая характеристика ведущих петротипов горных пород, а в последующем — установление их региональных кларков. Полученные данные следует положить в основу многомерной классификации горных пород и их сопоставления, а также использовать при региональной металлогенической оценке геологических образований и составлении региональных петрогеохимических карт для территории УССР и ее главнейших структурных единиц (Украинский щит, ДДВ, Львовско-Волынская впадина, складчатая зона Карпат, Крыма и др.). Начатые ландшафтно-геохимические исследования и изучение проблемы геохимического районирования территории УССР [5] следует значительно расширить, дополнив их опытно-методическими исследованиями по выбору оптимальных методов геохимических работ и их комплексированию с другими видами исследований (геофизическими, геолого-съёмочными, поисковыми, гидрогеологическими).

Именно на этой основе следует предположить существенное повышение эффективности использования геохимических исследований для целой геологической съёмки и поисков в условиях Украины.

Задачами современного этапа поисково-металлогенического направления в прикладной геохимии являются:

а) составление региональных и прогнозных металлогенических карт и поисково-геохимических схем для перспективных районов и территорий;

б) дальнейшее совершенствование геохимических методов поисков полезных ископаемых и интерпретация данных;

в) разработка рационального комплекса поисковых работ с использованием прямых (геохимических и др.) и косвенных (геофи-

зических, геолого-гидрогеологических) методов поисков полезных ископаемых в различных геологических ситуациях;

г) разработка эффективных способов оценки «рудных» геофизических аномалий геохимическими методами; количественной оценки перспективности геохимических аномалий, ореолов и потоков рассеяния химических элементов.

На территории Украины поисково-металлогенетические и геохимические исследования проводятся более 15 лет [1]. Только за пять лет (1966—1971 гг.) было выявлено 2420 геохимических аномалий, из которых детальными работами было проверено 515 аномалий. В результате было обнаружено 2 месторождения, 90 рудопроявлений и 127 участков непромышленной минерализации. Этим подтверждается в целом высокая эффективность поисковых геохимических исследований, выполненных, кстати сказать, преимущественно в процессе геолого-съёмочных работ. Следует, однако, заметить, что поисковые геохимические работы на Украине, в отличие от других районов страны (Казахстан, Средняя Азия, Забайкалье, Приморье и др.), еще не получили должного развития и нередко являются эпизодическими, бессистемными и малорезультативными. Это в значительной мере объясняется очевидными трудностями проведения геохимических поисков в условиях Украины (большая мощность дальнепереносных и экранирующих образований, наличие почти повсеместного «культурного слоя» и т. д.), недостаточной разработанностью методов проведения геохимических исследований в условиях Украины, несовершенством аналитической и технической базы, отсутствием необходимых кадров.

Эффективность исследований в указанных основных направлениях зависит от успешного решения методических вопросов, составляющих содержание третьего направления в развитии прикладной геохимии. Среди методических вопросов важнейшими следует считать:

разработка оптимальных сетей и способов геохимического опробования геологических образований с учетом геологических особенностей различных территорий и задач геохимических исследований;

уточнение структуры геохимических полей, разработка геохимических моделей геологических и рудных тел различных условий образования, рудообразующих процессов, их количественное выражение и на этой основе — дальнейшее совершенствование методов геохимических исследований;

разработка оптимальных способов комплексной обработки геолого-геохимической и геофизической информации с целью эффективного решения задач геологической съёмки, поисков и количественной оценки перспективных участков;

создание эффективной техники полевых геохимических исследований: пробоотборников, дробильных агрегатов, средств разделения вещества горных пород и др. для быстрого опробования больших территорий, особенно в «глубинном» варианте;

✓ разработка и совершенствование методов полевого многокомпонентного анализа горных пород с околокларковым содержанием исследуемых признаков на основе развития прежде всего методов ядерной геофизики: активационных, рентгеноспектральных, рентгенофлуоресцентных, спектрометрических, нейтронных и др.;

✓ дальнейшее совершенствование средств и методов массовых лабораторных исследований состава и свойств горных пород и минералов с целью повышения их точности, чувствительности, экспрессности, сопоставимости результатов, правильности и воспроизводимости анализа.

Для усиления методических исследований в нашей стране были созданы Всесоюзный, республиканские и зональные межведомственные советы по разработке научных основ геохимических методов поисков полезных ископаемых, организующие и координирующие научно-методическую деятельность различных организаций в области поисковой геохимии.

Первоочередными методическими задачами прикладных геохимических исследований на Украине являются:

✓ выбор оптимальных методов глубинных геохимических исследований при проведении геологической съемки и поисковых работ в различных районах УССР, разработка рационального комплекса исследований;

✓ выбор и разработка стандартов горных пород УССР;

✓ разработка рациональных сетей геохимического опробования различных геологических образований с целью их металлогенической оценки и геохимического картирования;

✓ разработка способов поверхностной геохимической индикации глубинных геологических структур и глубокозалегающих полезных ископаемых, а также методов количественной оценки перспективности геохимических аномалий;

создание (возможно, в системе Министерства геологии УССР) нескольких (2—3) базовых аналитических центров, оснащенных однотипными средствами массового анализа состава и свойств горных пород, вод и минералов, использующих единую методику определений, единые стандарты и эталоны, тесно увязанные по методической работе;

✓ — разработка единой методики обработки геохимических данных и количественных способов решения различного рода типовых геологических задач с использованием геохимической информации.

Решение этих вопросов резко повысит эффективность геохимических исследований при решении самых разнообразных практических задач, даст в руки геологов один из самых надежных источников информации о составе горных пород и минералов, о геологических процессах и явлениях в земной коре. Количественный характер этой информации создает предпосылки для реального внедрения в практику геологических исследований математических

методов и ЭВМ — наиболее эффективных средств решения сложных геологических задач.

В связи с этим важное значение приобретает задача создания, в частности на Украине, научно-методического, а также учебного центра для координации ведущихся исследований в области геохимических методов поисков и математической геологии, рассмотрения эффективности разрабатываемых методов и рекомендаций по их внедрению. Четвертое направление — изучение специальных вопросов прикладной геохимии — по существу своему является поисковым и тесно примыкает, с одной стороны, к теоретической геохимии, а с другой — к фундаментальным и специальным техническим наукам и дисциплинам: физике, химии, математике, минералогии, радиофизике, горному делу, металлургии и др. Исследования на стыках этих наук, изучение их законов и методов в значительной мере способствуют внедрению в практику прикладных геохимических исследований новых более прогрессивных средств и методов работ.

Одним из таких специальных вопросов в прикладной геохимии, который быстро развился в весьма важное направление исследований является изотопная геохимия. С ее помощью в настоящее время изучаются история и закономерности развития Земли и земной коры, восстанавливаются физико-географические и биологические обстановки прежних историко-геологических эпох, выясняются время и последовательность напластования горных пород. Использование радиоактивных изотопов дало возможность создать абсолютную шкалу времени от наших дней до докембрия, определить возраст разнообразных горных пород. Изучение состава изотопных смесей полезных ископаемых позволило в ряде случаев выяснить их генезис, историю образования и т. д.

Не менее важное значение имеют работы в области изучения новых видов сырья, основанные на данных кристаллохимии, парагенезиса элементов и минералов.

Для развития теории и практики геохимических исследований первостепенную роль играют работы в области моделирования геохимических процессов. Именно на этой основе следует ожидать появления новых методов геохимических исследований.

К настоящему времени весьма злободневной стала проблема создания новой комплексной классификации горных пород. Как известно, существующие классификации в основном построены лишь с учетом минералогических или петрохимических особенностей пород и не могут удовлетворить специалистов различных отраслей геологических знаний. Известно, что одному и тому же минеральному или петрохимическому составу могут соответствовать различные породы, резко отличающиеся по своим геохимическим особенностям или физическим свойствам. Это вызывает необходимость создания различного рода служебных классификаций в различных отраслях геологии, что ведет часто к недоразумениям в геологической интерпретации данных. Необходима классификация пород, которая бы не разъединяла, а объединяла различные отрасли геологии. Для этого

необходимо, чтобы в основу классификации было положено не один или два признака, а целый ряд характеристик: минеральный состав, содержание петрогенных окислов, различных химических элементов, физические параметры пород, их структурно-текстурные особенности, характерные связи между признаками и др. То есть та или иная порода должна характеризоваться полем признаков.

Развитие прикладных геохимических исследований, особенно геохимических методов поисков полезных ископаемых, немислимо без решения вопроса о кадрах. От решения этой проблемы во многом зависят не только перспективы дальнейшего развития и внедрения геохимических методов в практику геологических исследований, но и эффективность решения геологических и поисковых задач, темпы развития прикладной геохимии.

Геохимические методы поисков полезных ископаемых имеют свои закономерности, методы и способы проведения исследований, обработки и интерпретации данных. Поэтому их изучение не может быть подменено ни практическим опытом исследователя, ни специальными знаниями в других областях геологии: геофизических методах поисков, гидрогеологии, геологической съемки, теоретической геохимии и др. Для подготовки кадров в области поисковой геохимии необходимо ввести, как это отмечалось в решении совещания по преподаванию геохимии и подготовке специалистов-геохимиков в СССР [6], новую специальность — «Геохимические методы поисков полезных ископаемых», присвоив ей № 0104.

На Украине подготовку подобных специалистов возможно проводить на геологическом факультете Киевского университета, располагающего необходимой учебной базой и опытом исследований в области прикладных геохимических исследований, в том числе геохимических методов поисков.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко С. Т., Галецкий Л. С., Мицкевич Б. Ф., Состояние и задачи геохимических исследований на Украине. — Геолог. ж., 1971, 31, вып. 1.
2. Виноградов А. П., Полвека геохимии. — Геохимия, 1967, № 11.
3. Лукашев К. Н., Горизонты геохимии. Будущее науки, «Знание», 1968, вып. 2.
4. Мельников Н. В., Проблемы использования природных ресурсов. — Вестн. АН СССР, 1967, № 7.
5. Мицкевич Б. Ф., Геохімічні методи розшуків та умови їх застосування на Україні і в Молдавії, К., «Наукова думка», 1965.
6. Решение совещания по преподаванию геохимии и подготовка специалистов-геохимиков в СССР, М., 1972.
7. Сидоренко А. В., Геология — наука будущего, «Знание», М., 1964.
8. Сидоренко А. В., Роль геологической науки в развитии минерально-сырьевых ресурсов. — Вестн. АН СССР, 1967, № 7.
9. Ферсман А. Е., Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых, М., 1940.
10. Ферсман А. Е., Избранные труды, 5, АН СССР, М., 1959.
11. Ферсман А. Е., Избранные труды, 2, 3, АН СССР, М., 1955.

THE PROBLEMS OF PRESENT STAGE OF DEVELOPMENT  
OF THE APPLIED GEOCHEMICAL INVESTIGATIONS

Summary

The specialities of the applied geochemical investigations are considered by the author. He defines the problems of four principal directions of present stage of development regional metallogenic, searching-metallogenetical, methodological and studing of special questions of applied geochemistry and also the problems of the development of applied geochemical investigations on the Ukraine.

Б. Ф. МИЦКЕВИЧ, канд. геол.-мин. наук  
Институт геохимии и физики минералов АН УССР

**ПРОБЛЕМЫ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ  
ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ НА УКРАИНЕ**

Истощение ресурсов легкооткрываемых месторождений обуславливает необходимость быстреего поиска месторождений, не имеющих выхода на дневную поверхность.

Поиски таких месторождений наряду с прогнозно-металлогеническими работами, профилным бурением и т. д. требуют использования новых прогрессивных методов — геофизических и геохимических.

Эффективность геохимических методов поисков рудных месторождений в доказательствах не нуждается. Достаточно сказать, что с их помощью только в последние годы был выявлен ряд промышленных месторождений на Дальнем Востоке, в Казахстане, Узбекистане и других республиках. За рубежом геохимические методы стали одним из главных методов поисков рудных месторождений, проводимых частными горнопромышленными фирмами в Австралии, Африке и Южной Америке.

Однако на Украине использование этих методов пока не привело к ощутимым положительным результатам. Причину этого следует искать не в истощении ресурсов недр республики и не в порочности геохимических методов. Главная причина заключается, по-видимому, в недостаточном и неправильном их использовании.

Практика геохимических съемок показывает, что они не могут проводиться по шаблону, что их эффективность находится в прямой зависимости от учета ландшафтно-геохимических особенностей исследуемой территории и от правильного применения последовательных поисковых операций. Отсюда вытекает, что повышение эффективности геохимических съемок на Украине связано с решением ряда проблем методического и организационного характера.

Используемый в настоящее время во всем мире комплекс геохимических исследований включает опробование коренных пород,

почв, поверхностных и подземных вод, донных отложений и растительности. Перечисленные объекты подвергаются опробованию не в любой последовательности, а в зависимости от степени изученности территории, ее металлогенических и ландшафтно-геохимических особенностей.

На слабо изученных площадях геохимические съемки начинаются с изучения потоков рассеяния, включающего опробование донных отложений, поверхностных и подземных вод.

На достаточно хорошо геологически изученных площадях преимущественно пользуется почвенное опробование, а также опробование коренных пород. При этом последний вид геохимических работ — опробование коренных пород — является заключительным этапом геохимических исследований, задачей которого являются либо поиски новых рудных тел в пределах известных месторождений, либо поиски месторождений в пределах аномалий, выявленных в результате опробования почв, вод и т. д. В то же время практика геохимических съемок на Украине опирается почти исключительно на опробование коренных пород. Даже на стадии геологической съемки практически весь плановый объем геохимических проб расходуется на опробование коренных пород, вскрываемых картировочными скважинами. Получаемые при этом данные представляют интерес для выяснения геохимической специализации этих пород, но информативность их в отношении перспектив металлоносности всей исследуемой территории невелика прежде всего потому, что эти данные характеризуют отдельные точки на площади, в то время как в процессе геологической съемки важно получить представление о перспективах рудоносности всей поисковой площади в целом.

Наиболее полно такие представления раскрывают результаты изучения вторичных ореолов и потоков рассеяния и, в первую очередь, результаты опробования донных отложений постоянной и временной гидросети.

Несмотря на то, что территория Украины геологически изучена достаточно детально, опробование донных отложений в сочетании с гидрохимическим методом поисков должно значительно повысить эффективность поисковых работ. С должной направленностью и в должных объемах эти методы пока не применялись, и их использование в значительной мере до сих пор носит спорадический характер. В то же время именно эти методы должны обеспечить целенаправленное проведение поисковых работ на стадии геологической съемки. В связи с этим они должны предшествовать геологической съемке и сочетаться с геофизическими работами. Так, в Казахстане отряды, проводящие опробование донных отложений, организационно входят в состав геофизических экспедиций.

Опробование почв является следующей поисковой стадией, задачей которой — детализация аномальных участков, выявленных в результате гидрохимических поисков и опробования донных отложений. Одновременно с опробованием почв возможно использование биогеохимических методов, обладающих повышенной глубин-

ностью. Однако опробование растений должно применяться лишь в тех случаях, когда опробование почв по каким-либо причинам не обеспечивает получения надежных результатов. К таким относятся заболоченность, распространение песков (особенно незакрепленных) и некоторые другие.

Распределение металлов в почвах и золе растений зависит от целого ряда факторов, которые определяют ландшафтно-геохимические особенности района. В связи с этим проведение почвенных и биохимических съемок основывается на результатах ландшафтно-геохимических исследований.

Заключительный этап геохимических исследований — поиски первичных ореолов рассеяния и самих месторождений путем опробования коренных пород. Это наиболее ответственный этап, связанный с бурением, а в ряде случаев и проходкой горных выработок. Естественно, что выполняется он лишь после всестороннего обоснования аномалий, выделенных предшествующими работами.

Таким образом, рациональный комплекс геохимических методов поисков рудных месторождений на территории Украины должен включать последовательно следующие стадии.

1. Опробование донных отложений постоянной и временной гидросети в сочетании с опробованием подземных вод в скважинах, родниках и колодцах. Предшествует геологической съемке и выполняется одновременно с геофизическими работами.

2. Почвенное и (или) биогеохимическое опробование как метод детализации выявленных вторичных ореолов и потоков рассеяния с учетом ландшафтно-геохимических особенностей исследуемой территории.

3. Поиски первичных ореолов рассеяния и самих месторождений путем образования коренных пород.

Второй чрезвычайно важной проблемой, решение которой должно существенно влиять на повышение эффективности геохимических съемок на Украине, является проблема ландшафтно-геохимического районирования. Практически она сводится к выявлению комплексного влияния геологических, климатических, геоморфологических и других факторов на формирование вторичных ореолов и потоков рассеяния в различных частях территории республики.

Анализ наиболее важных из этих факторов, таких как характер увлажнения, рельефа, а также характер и мощность четвертичных отложений, показывает, что наиболее благоприятными условиями для проведения поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния в пределах Украины характеризуются следующие ее районы: Украинский щит, Донбасс, Горный Крым и Карпаты [2]. Указанные районы являются наиболее перспективными и по своим металлогеническим особенностям [1].

Лучше других изучены ландшафтно-геохимические особенности территории Украинского щита. Здесь выделяется ряд районов и подрайонов, характеризующихся специфическими условиями миграции металлов в поверхностных и подземных водах, процессах почво-

образования и биологического круговорота [3]. Наиболее существенное влияние на эффективность опробования почв оказывает мощность чехла осадочных отложений, в связи с чем здесь выделяются три типа площадей или три типа геохимических ландшафтов: прямой, затрудненной и отсутствия связи с породами кристаллического фундамента. Эффективность почвенного опробования в различных частях щита определяется соотношением площадей перечисленных типов геохимических ландшафтов. Представленная на рисунке карта дает лишь общее представление о таком соотношении, в связи с чем составление более крупномасштабных карт для площадей, на которых проводится и планируется геологическая съемка, представляется важной и неотложной задачей.

Результаты ландшафтно-геохимических исследований территории Украинского щита подтверждают целесообразность опробования донных отложений для выявления перспектив исследуемых площадей. Установлено, что даже единичные данные указывают на увеличение концентрации металлов в илистой фракции донных отложений водотоков таких рудных районов, как Криворожский и Никопольский. В связи с этим опробование донных отложений в пределах щита должно стать обязательным видом работ не только на площадях где проводится геологическая съемка, но и там, где такая съемка уже проведена.

Значительно улучшилась в последние годы ландшафтно-геохимическая изученность Украинских Карпат. Значительно хуже изучены территория Донбасса и Горного Крыма. Этим районам должно быть уделено первоочередное внимание. Наряду с этим сейчас настало время составления ландшафтно-геохимической карты всей территории Украины как основы ведения поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния.

Все изложенное позволяет заключить, что стадия внедрения геохимических методов в практику поисковых работ на Украине еще не закончилась. А это и является главной причиной их низкой эффективности.

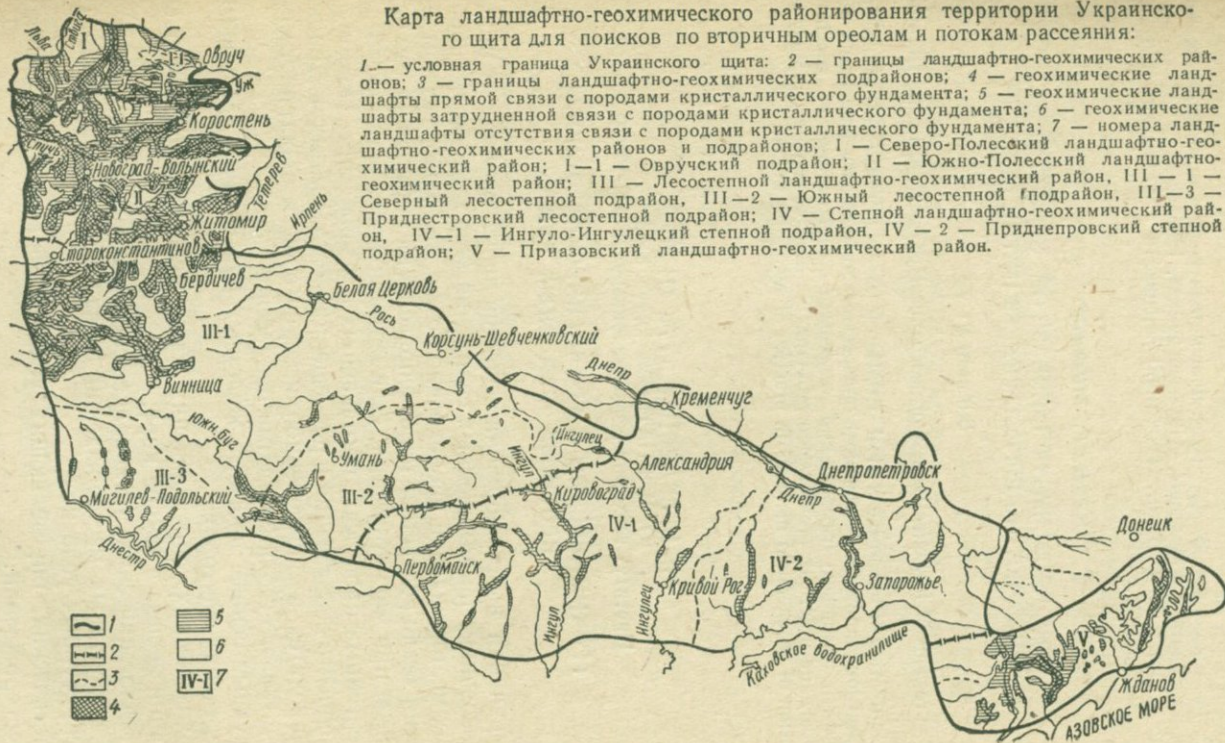
Завершение этой стадии составляет третью проблему из числа рассматриваемых — организационную. Решение ее включает четкую организацию геохимической службы в системе Министерства геологии УССР, создание методического руководства по геохимическому опробованию при геологической съемке, контроль за выполнением этого руководства, а также ряд мероприятий, направленных на укрепление лабораторной базы геохимических исследований.

Таким образом, повышение эффективности геохимических поисков на Украине связано с решением трех проблем:

- 1) ландшафтно-геохимического районирования как основы ведения поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния;
- 2) методической как основы рационального использования комплекса геохимических методов;
- 3) организационной как основы завершения этапа внедрения геохимических методов в практику поисковых работ.

## Карта ландшафтно-геохимического районирования территории Украинско-го щита для поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния:

1 — условная граница Украинского щита; 2 — границы ландшафтно-геохимических районов; 3 — границы ландшафтно-геохимических подрайонов; 4 — геохимические ландшафты прямой связи с породами кристаллического фундамента; 5 — геохимические ландшафты затрудненной связи с породами кристаллического фундамента; 6 — геохимические ландшафты отсутствия связи с породами кристаллического фундамента; 7 — номера ландшафтно-геохимических районов и подрайонов; I — Северо-Полесский ландшафтно-геохимический район; I-1 — Овручский подрайон; II — Южно-Полесский ландшафтно-геохимический район; III — Лесостепной ландшафтно-геохимический район, III-1 — Северный лесостепной подрайон, III-2 — Южный лесостепной подрайон, III-3 — Приднепровский лесостепной подрайон; IV — Степной ландшафтно-геохимический район, IV-1 — Ингуло-Ингулецкий степной подрайон, IV-2 — Приднепровский степной подрайон; V — Приазовский ландшафтно-геохимический район.



## ЛИТЕРАТУРА

1. Белевцев Я. Н. и др., Проблемы металлогении Украины, «Наукова думка», 1964.
2. Міцкевич Б. Ф., Геохімічні методи розшуків та умови їх застосування на Україні і в Молдавії, «Наукова думка», 1965.
3. Міцкевич Б. Ф., Геохімічні ландшафти Українського щита, «Наукова думка», 1971.

*B. F. Mitskevitch*

### THE PROBLEMS OF INCREASE OF GEOCHEMICAL PROSPECTING EFFECTIVENESS IN THE UKRAINE

#### Summary

The reasons of low effectiveness of geochemical prospecting in the Ukraine are analyzed.

Liquidation of the arozed critical sitation is possible in the result of three problems decision: landscape-geochemical (prospecting on secondary haloes and dispersion flows), methodical (rational and consecutive use of complex of geochemical methods), and practical, organization problem (the basis of completion stage of introduction of geochemical methods in practice of searching wokrs).

Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ, акад. АН УССР,

Ю. М. ЕПАТКО, мл. науч. сотр.

Институт геохимии и физики минералов АН УССР

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗА ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Первичная дифференциация вещества нашей планеты не привела к образованию промышленных скоплений металлов. Формирование рудных месторождений произошло позже, на геологическом этапе развития земли вследствие перераспределения металлов (в том числе и железа) при магматических, седиментационных, метаморфических и гипергенных процессах, протекавших в земной коре. Поэтому закономерности образования и размещения железорудных месторождений находятся в определенной исторической и пространственной связи с геолого-геохимическими процессами.

Научные основы прогноза железных руд должны базироваться на следующих факторах:

геохимических, определяющих общие условия миграции и концентрации железа в земной коре;

металлогенических, устанавливающих закономерности размещения железорудных месторождений в различных фациальных и геологоструктурных условиях;

генетических, определяющих условия образования железорудных месторождений.

Геохимические факторы. К этой группе факторов относятся главным образом геохимические особенности железа,

определяющие условия миграции и распределения железа в земной коре [3, 4, 6, 9, 10, 12].

Содержание железа в земной коре составляет 4,2 вес.%, а в Земле в целом принимается 37,04%. Это косвенно подтверждается тем, что каменные метеориты содержат 12,35 вес.% железа, а железные метеориты — 90,85 вес.%. Увеличение содержания железа с глубиной составляет характерную особенность Земли.

Содержание железа в магматических, метаморфических и осадочных породах изменяется в широких пределах [2, 5, 9, 8, 11]. В магматических образованиях оно варьирует от 1—2% в ультракислых породах (аляскиты, слюдяные граниты и др.) до 12% в ультраосновных и основных породах (габбро, перидотиты и дуниты). Содержание железа в породах средней кислотности — гранодиоритах и сиенитах, в том числе и щелочных сиенитах — имеет среднее значение.

Распределение железа среди отдельных представителей этих групп магматических пород имеет более сложный характер. Среди ультракислых и кислых пород, содержащих  $\text{SiO}_2$  от 65 до 74%, наименьшим количеством железа (1,42—1,82%) отличаются аляскиты, слюдяные граниты и липариты (фиолиты) и несколько большим (3,12—3,30%) — гранодиориты.

Породы средней кислотности, содержащие  $\text{SiO}_2$  от 51 до 64%, в отличие от кислых пород имеют более высокое содержание железа, которое колеблется от 3 до 6%. Наиболее высокое количество железа обнаружено в диоритах и базальтах (около 6%). Сиениты и щелочные породы содержат железа от 2,94 до 5,81%. Железосодержащими минералами являются зеленая роговая обманка —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  около 4% и  $\text{FeO}$  около 11%; и базальтическая роговая обманка —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  около 8%, а также 8%  $\text{FeO}$ .

В породах основного состава, в которых  $\text{SiO}_2$  от 44 до 50%, содержится от 6 до 12% железа. Наименьшее содержание железа имеют нориты (6,67%), и наибольшее — траппы и троктолиты (10—12%). Железосодержащими минералами в этих породах являются: ромбические пироксены —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  около 2% и  $\text{FeO}$  до 20%; авгиты содержат около 10% железа, а также магнетит и ильменит.

Ультраосновные породы, в которых от 38 до 45%  $\text{SiO}_2$ , содержат от 6,9 до 10,4% железа, т. е. примерно то же, что и породы основного состава. Главная часть железа связана с темноцветными и акцессорными минералами — магнетитом, ильменитом, а также оливином, пироксеном, амфиболом и темными слюдами.

Из приведенных данных видно, что в магматических породах содержание железа обратно пропорционально количеству кремнезема, а основная масса железа заключена в основных и ультраосновных породах. Во многих случаях в природе среди этих пород наблюдается обособление железистых и железо-титановых минералов: магнетита, ильменита и реже гематита в виде шпир, жил или штокверков, нередко имеющих промышленное значение.

Таким образом, главная масса железа, связанного магмой, выделяется в период прото- и мезокристаллизации [12]. Дальнейшая



миграция железа проявляется в постмагматических гидротермальных растворах умеренно кислых пород (сиенитов и диоритов) с образованием большой группы скарновых месторождений (г. Магнитная, Тельбес, Темиртау и многие другие).

В осадочных породах содержится до 5% железа. Для различных пород содержание железа колеблется в широких пределах: от 0,5% в известняках до 5,1% в глинистых сланцах.

В процессе выветривания и денудации магматических горных пород высвобождались огромные массы железа, которые концентрировались в осадочных породах, образуя в определенные исторические эпохи значительные месторождения осадочных железных руд.

Работами последних лет [7, 6, 10] установлено накопление значительных масс железа в областях седиментации непосредственно из гидротерм, газовых продуктов извержения и магм, связанных с подводным вулканизмом.

Таким образом, первоисточником железа в земной коре являлась основная и ультраосновная магма, поднимавшаяся из подкорковых глубин. Извлечение и концентрация железа из основной магмы или магматических пород и его перераспределение при последующих геолого-геохимических процессах (гипергенез, осадконакопление и метаморфизм) привело к образованию различных генетических типов промышленных месторождений железных руд.

**Металлогенические факторы.** В геологическом разрезе земной коры железорудные месторождения приурочены в основном к границе архея и нижнего протерозоя и, в меньшей мере, к верхнему протерозою, ордовику, силуру, юре, мелу, палеогену и неогену. К докембрию относится около 80% мировых запасов железных руд. Более половины добываемых железных руд в мире — руды докембрийского возраста. Месторождения этой эпохи представлены богатыми магнетитовыми, мартитовыми, гематито-мартитовыми рудами и железистыми кварцитами, широко распространенными на всех континентах среди пород кристаллических щитов, образующими железорудные районы и бассейны, например, Криворожский и Курский в СССР, Верхнее озеро в США, Лабрадор в Канаде, Минас-Жераис в Бразилии, Сингбум в Индии, Эль-Пао в Венесуэле, Хамерсли в Западной Австралии и др.

Эти месторождения генетически связаны с осадочно-метаморфическими процессами и относятся к джеспилитовой формации, которая представлена двумя различными типами.

Первый тип — «Алгома» или «Верховцевский» на Украине. К нему относятся железисто-кремнистые образования вулканогенно-осадочного происхождения, образовавшиеся в эвгеосинклинальных зонах, чаще всего верхнего архея, реже нижнего протерозоя.

Второй тип — «Озеро Верхнее» или «Криворожский», представленный железисто-кремнистыми породами осадочного или хемогенно-осадочного образования, характерными для миогеосинклинальных поясов нижнего протерозоя.

Источником железа при образовании джеспилитовой формации

были основные магматические породы и основные магмы, относительно богатые железом. В одних случаях железо из основных пород извлекалось при выветривании и переносилось в область осадочной дифференциации; в других — железо извлекалось непосредственно из основных магм при подводном вулканизме и поступало в зону осадконакопления. В связи с этим железорудные формации докембрия пространственно тесно связаны с основными магматическими породами. Месторождения богатых железных руд и железистых кварцитов в большинстве случаев приурочены к относительно узким складчато-разрывным синклинорным зонам, развившимся из субгеосинклиналей, где они тесно ассоциируют с глубинными разломами. Г. Гросс [5] считает возможным связывать развитие железорудных формаций с глубинными разломами в докембрийских материках, которые служили источником железа и кремния на фумарольной стадии развития действующих вулканов.

Процессы метаморфизма и гипергенеза железисто-кремнистых образований джеспилитовой формации привели к образованию многочисленных месторождений богатых магнетитовых, мартино-гематитовых, гематито-гетитовых руд и легкообогащаемых магнетитовых кварцитов. Металлогенические особенности континентов и докембрийских щитов дают возможность определить эпохи и провинции образования железных руд. На территории Украины можно выделить две крупные эпохи рудообразования — докембрийскую и третичную.

Докембрийская железорудная эпоха представлена джеспилитовой формацией обоих подразделений, т. е. Верховцевской («Алгома») вулканогенно-осадочной и Криворожской («Верхнее озеро») хемогенно-осадочной сериями, которые образуют Украинскую железорудную провинцию.

Верховцевская серия относится к верхнему архею (возраст 2500—2700 млн. лет), где она тесно связана со спилитовой формацией, представленной различными метабазами. Криворожская серия относится к нижнему протерозою (возраст 1800—2400 млн. лет) и представлена осадочными кластогенными и хемогенными образованиями, которые подстилаются также метабазами.

Третичная железорудная эпоха представлена эоценовыми сидеритовыми рудами и плиоценовыми (киммерийскими) оолитовыми бурыми железняками. Руды этой эпохи хорошо стратифицированы и образуют Азово-Черноморскую провинцию осадочных железных руд.

Металлогенические факторы прогноза дают возможность установить ряд критериев размещения железорудных месторождений — региональных и локальных. Региональными критериями для железных руд джеспилитовой формации являются:

1) литофациальные, которые определяют типы формаций, имеющие разное значение при образовании железорудных месторождений;

2) структурно-фациальные, позволяющие выделять структурные фациальные зоны развития джеспилитовой формации;

## Геолого-генетическая классификация железорудных месторождений кристаллического основания Украинского щита

Генетические группы месторождений	Преобладающий тип руд по минеральному составу	Рудообразующий процесс	Морфологические особенности рудных тел	Масштабы месторождений <i>m</i>	Характерные месторождения	
Железистые кварциты (Руды, требующие обогащения)						
Хемогенно-осадочные (миогесинклинальные железисто-кремнистые образования)	Магнетитовые и хлоритомагнетитовые, карбонатно-хлоритомагнетитовые	Седиментация, диагенез и метаморфизм фации зеленых сланцев	Мощные интенсивно дислоцированные толщи пластовой формы, мощностью от десятков до сотен метров, протяженностью до десятков километров	10 <sup>9</sup>	Ингулецкое, Скелеватско-магнетитовое, Ново-Криворожское, Горишне-Плавнинское	
	Гематито-мартитовые джеспилиты	То же		10 <sup>9</sup>	Саксаганское рудное поле, Галещинское, Южно-Белозерское	
	Амфиболо-магнетитовые, магнетитовые	Седиментация и метаморфизм амфиболитовой фации		10 <sup>8</sup> —10 <sup>9</sup>	Первомайское, Анновское, Артемовское, Петровское, Северо-Терсянское, Васиновское, Гуляй-Польское	
	Вулканогенно-осадочные (эвгесинклинальные кремнисто-спилито-железистые образования)	Карбонатно-магнетитовые, хлорито-карбонатно-магнетитовые, амфиболо-магнетитовые		Основной вулканизм, седиментация и метаморфизм фации зеленых сланцев и амфиболитовой фации	10 <sup>8</sup>	Чертомлыкское, Конкское, Верховцевское
Метаморфизованные	Пироксено-магнетитовые, магнетитовые	Основной вулканизм, седиментация и метаморфизм гранулитовой фации		10 <sup>8</sup>	Мариупольское, Корсак-Могила, Куксунгур, Володарское, Грушковское	
Богатые железные руды						
Метаморфизованные, измененные гипергенными процессами	Кластогенно-осадочные (миогесинклинальные железисто-кластогенные образования)	Магнетитовые и хлоритомангнетитовые руды на контакте пород средней и верхней свиты криворожской серии	Седиментация, диагенез и метаморфизм фации зеленых сланцев	Пластовые и линзовидные залежи	10 <sup>8</sup>	Ингулецкое, Рахмановское, Тарапак-Лихмановское, Валькинское, Глеватское
	Мартитовые («шелестуха»), гематито-гематитовые среди железистых кварцитов и сланцев	Выщелачивание кварца из железистых пород, окисление магнетита, железистых силикатов и карбонатов	Сложные гнезда и штокверки, оторочки вокруг метаморфических залежей различной формы	10 <sup>7</sup> —10 <sup>8</sup>	Саксаганское и Южное рудные поля Криворожского бассейна	

Генетические группы месторождений	Преобладающий тип руд по минеральному составу	Рудообразующий процесс	Морфологические особенности рудных тел	Масштабы месторождений, <i>т</i>	Характерные месторождения
Остаточно-метаморфические	Магнетитовые и хлорито-магнетитовые руды среди железистых кварцитов	Вынос кремнезема из железистых пород в условиях метаморфизма фации зеленых сланцев	Рудные столбы, пластообразные залежи, линзы и рудные гнезда	10 <sup>8</sup>	Саксаганское рудное поле (на больших глубинах)
Метасоматические	Амфиболо-магнетитовые, гематито-магнетитовые, карбонатно-магнетитовые руды среди железистых кварцитов и сланцев	Магнезиально-железистый и железный метасоматоз в железистых породах в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации метаморфизма	Рудные столбы, пластообразные и линзообразные залежи, рудные жилы и гнезда	10 <sup>7</sup> —10 <sup>8</sup>	Первомайское, Желтореченское, Корсак-Могила, Володарское
Метаморфические, измененные гипергенными процессами	Мартитовые и гематито-мартитовые среди железистых кварцитов	Вынос кремнезема, окисление магнетита, карбонатов и железистых силикатов, увеличение пористости в условиях глубинных зон окисления	Рудные столбы, пластообразные и шарнирные залежи, рудные гнезда	10 <sup>8</sup> —10 <sup>9</sup>	Саксаганское рудное поле, Галещинское, Южно-Белозерское, Попельнастовское

3) метаморфические, позволяющие выделять породы различных фаций метаморфизма и масштабы их оруденения.

Региональные критерии дают возможность оценить перспективы развития железных руд в структурно-фациальных зонах и отдельных рудных районах.

К локальным критериям относятся: структурные, минералогические, метасоматические, гипергенные и гидрогеологические, которые могут быть использованы при оценке железных руд в пределах рудных полей или месторождений.

Для осадочных железных руд третичной эпохи критериями размещения месторождений являются: стратиграфические, фациальные, структурные и минералогические [14]. Стратиграфические и фациальные критерии позволяют выделить эоценовые руды карбонатной фации (Приазовская субпровинция) и киммерийские руды песчано-глинистой фации (Керченская субпровинция), которые представлены железистыми хемогенными и хемогенно-кластогенными образованиями. Структурные и минералогические критерии позволяют определить промышленную перспективу отдельных месторождений.

**Генетические факторы.** В геологическом развитии земной коры неоднократно создавались благоприятные геолого-геохимические условия для образования различных генетических типов железных руд, которые, как правило, не повторялись во времени, чем и объясняется многообразие железорудных месторождений, созданных на протяжении геологической истории развития земной коры. Различные генетические группы месторождений железных руд имеют далеко не одинаковое промышленное значение и занимают определенное место в общем балансе запасов железных руд. По этим причинам в основу прогноза должна быть положена геолого-генетическая классификация месторождений, так как она позволяет определить масштабы месторождений, закономерности их размещения и условия залегания.

На территории Украины промышленное значение имеют руды: метаморфогенные, местами измененные гипергенезом, и осадочные.

**1. Метаморфогенные месторождения.** Геолого-генетическая классификация, разработанная нами впервые для докембрийских железорудных месторождений Украины, зиждется на достаточно представительном материале, хорошо проверенном практикой и достаточно обоснованном теоретическими расчетами и некоторыми экспериментальными данными (табл. 1).

В представленной геолого-генетической классификации железорудных месторождений кристаллического основания Украинского щита выделены метаморфизованные и метаморфические месторождения и их эквиваленты, измененные гипергенными процессами. Все эти месторождения относятся к джеспилитовой формации, принадлежат к классу «метаморфогенных», генетическому типу — сиалических или коровых месторождений [1].

Метаморфизованные месторождения представлены очень большой группой железистых пород: джеспилитов и кварцитов или

Изменения минерального состава железистых пород  
в зависимости от исходного материала и фаций метаморфизма  
(по данным Л. Я. Ходюш с добавлениями и изменениями австра)

Метаморфические фации		Первичные аутигенно-минеральные группы			
		железо-силикатная	железо-карбонатная	железо-закисная	железо-окисная
Зеленых сланцев	Унаследованные зоны	хлоритовая	сидероплезитовая	магнетитовая	гематитовая
	породы	Кварц-биотит-хлоритовые кварц-сидероплезитовые сидероплезитовые хлорит-магнетит-сидероплезитовые сидероплезит-магнетитовые магнетитовые гематит-магнетитовые магнетит-гематитовые			
Амфиболитовая	Унаследованные зоны	железо-роговообманковая		магнетитовая	
		роговообманковая	грюнеритовая		
	породы	Гранат-биотит-роговообманковые гранат-роговообманково-грюнеритовые грюнеритовые магнетит-гранат-роговообманково-грюнеритовые магнетит-грюнеритовые грюнерит-магнетитовые магнетитовые			
Гранулитовая	Унаследованные зоны	железо-пироксеновая		магнетитовая	
		роговообманковая	пироксеновая		
	породы	Пироксен-гранат-роговообманковые роговообманково-пироксеновые гранат-пироксеновые пироксеновые магнетит-оливин-пироксеновые пироксен-магнетитовые магнетитовые			

бедных железных руд, различных по структуре и составу, требующих обогащения, и богатых хлорито-магнетитовых руд. В настоящее время бедные руды широко используются промышленностью СССР и многих других стран мира (Канаде, Китае, Бразилии и др.). Среди этого подкласса выделяются три генетические группы в зависимости от первичных эквивалентов — хемогенно-осадочные, вулканогенно-осадочные и кластогенно-осадочные.

Руды этого подкласса образовались в условиях прогрессивной стадии динамотермального метаморфизма, когда преобладал процесс перекристаллизации с незначительным перемещением рудного вещества внутри пласта или горизонта.

Минеральный состав руд находится в полной зависимости от исходного материала и условий метаморфизма. По исходному составу выделяются четыре аутигенно-минеральные группы: железо-силикатная, железо-карбонатная, железо-закисная и железо-окисная, по которым в условиях различных фаций метаморфизма возникает унаследованная зональность (табл. 2). К этому подклассу относятся еще и пластовые залежи богатых железных руд хлорито-магнетитового состава, залегающие среди кластогенных пород верхней свиты.

К метаморфическим месторождениям относится большая группа богатых железных руд, образовавшихся при перекристаллизации железистых пород вследствие метаморфической дифференциации — перемещения рудных компонентов в пределах метаморфизируемой свиты пород и обособления железа в благоприятных рудовмещающих структурах. Процессы рудообразования существенно различаются в зависимости от условий метаморфизма железистых пород.

В районах, где породы джеспилитовой формации метаморфизованы в условиях лавсонит-альбитовой или ломонит-лавсонитовой (по Г. Винклеру), или цеолитовой фации (по В. С. Соболеву) при температуре от  $100^{\circ}\text{C}$  до  $300\text{—}350^{\circ}\text{C}$  и давлении, не превышавшем 3—4 кбар, сколько-нибудь значительного метаморфогенного рудообразования не наблюдается (Горишне-Плавнинский район Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны).

В районах, где породы подвергались прогрессивной стадии метаморфизма зеленых сланцев, наблюдается широкое развитие метаморфогенного рудообразования. В этом случае образуются магнетитовые или хлорито-магнетитовые руды, главным образом благодаря повышению подвижности кремния и синхронному тектоническому сжатию пород. Железо неподвижно или малоподвижно. Эти руды относятся нами к группе остаточно-метаморфических.

При амфиболитовой фации метаморфизма оруденение железистых пород встречается значительно реже, чем в породах зеленосланцевой фации. В этих условиях образуются гематито-магнетитовые и амфиболо-магнетитовые руды, благодаря широкой подвижности железа и магния, вследствие магнизиально-железистого и железистого метасоматоза, развившегося в диафорическую стадию метаморфизма. По условиям образования эти руды относятся к группе метасоматических.

Для гранулитовой фации метаморфизма характерна совместная подвижность железа и кремния, которая привела к образованию железистых пироксенов и в меньшей мере — магнетита. Богатые железные руды известны лишь в незначительном количестве (месторождение Корсак-Могила).

Большое промышленное значение имеют железные руды метаморфического генезиса, измененные гипергенезом. Они широко

известны как маритовые руды саксаганского типа. Важно отметить, что этот тип руд развился, главным образом, по остаточно-метаморфическим магнетитовым рудам, образовавшимся в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Главную массу всех разведанных прогнозных запасов железных руд Украины составляют руды, генетически и пространственно связанные с джеспилитовой формацией докембрия.

2. **Осадочные месторождения.** Геолого-генетическая классификация осадочных железных руд неогенового и палеогенового возраста Азово-Черноморской железорудной провинции разработана нами впервые (табл. 3).

Осадочные месторождения Азово-Черноморской железорудной провинции представлены железистыми песчаниками и различными по структуре и минеральному составу рудами, требующими обогащения. Они приурочены к породам третичного возраста, а именно, к неогену (Керченская субпровинция) и палеогену (Приазовская субпровинция).

Неогеновые (киммерийские) железные руды образовались в результате процессов седиментации, диагенеза и изменения в коре выветривания. Они представлены лагунными и прибрежно-морскими железистыми осадками хемогенного и хемогенно-кластогенного типа. Характер развития рудоносных отложений имеет очень сложную форму.

Осадочные месторождения представлены в основном оолитовыми и псевдооолитовыми железистыми рудами сложного минералогического состава и железистыми песчаниками. Главными железосодержащими минералами являются гидроксилы железа (гетит-гидрогетит) и карбонат железа (сидерит), в подчиненном количестве встречаются фосфаты железа (вивианит, керченит). Железо входит также в состав силикатов, железистых хлоритов и глинистых минералов типа нонтронит.

В структурно-генетическом отношении выделяются три типа месторождений:

а) собственно керченские месторождения, приуроченные к пологим синклинальным структурам мульд. Это пологозалегающие рудные пласты средней мощностью до 9 м и площадью до 50—70 км<sup>2</sup>;

б) месторождения компенсационных прогибов на сводах антиклинальных структур — «вдавленных» синклиналей. Месторождения характеризуются крутозалегающими пластами мощностью до 60—90 м, площадью до 5—7 км<sup>2</sup>;

в) прибрежно-морские месторождения, которые развиты почти повсеместно в зоне юго-восточного обрамления Украинского щита. Это пологозалегающие рудные пласты средней мощностью до 5—7 м. Рудоносная толща имеет необычайно широкое площадное распространение.

Промышленное значение имеют лишь руды керченского типа. Они образуют наиболее крупные месторождения с общими запасами в несколько миллиардов тонн.

## Геолого-генетическая классификация осадочных железных руд Азово-Черноморской железорудной провинции\*

Генетическая группа месторождений	Структурный тип месторождений	Преобладающий тип руд	Рудообразующий процесс	Морфология рудной толщи	Масштабы месторождений, <i>m</i>	Характерные месторождения
Неогеновые			(Киммерийские)			
Лагунные (железистые хемогенные образования)	Пластовые месторождения пологих синклиналей (мульд)	Оолитовые и псевдооолитовые	Седиментация, диагенез и изменение в коре выветривания	Пологозалегающие пласты средней мощностью до 9 м, площадью до 50—70 км <sup>2</sup>	10 <sup>7</sup>	Камыш-Бурунское, Эльтиген-Ортельское, Катерлезское
	Пластовые месторождения компенсационных прогибов («вдавленных» синклиналей)	Галечниково-псевдооолитовые с прослоями сопочных глин		Крутозалегающие пласты мощностью до 60—90 м, площадью до 5—7 км <sup>2</sup>	10 <sup>6</sup> —10 <sup>7</sup>	Новоселовское, Баксинское
	Прибрежно-морские (железистые хемогенно-кластогенные образования)	Пластовые месторождения		Оолитовые железистые песчаники и руды	Пологозалегающие пласты средней мощностью 5—7 м. Широкое площадное развитие	10 <sup>7</sup>
Палеогеновые			(Палеоцен — средний эоцен)			
Лагунно-дельтовые (железистые хемогенно-кластогенные образования)	Пластовые месторождения	Оолитовые и сидеритовые песчаники и сливные сидериты	Седиментация и диагенез	Пологозалегающие пласты мощностью до 30 м. Широкое площадное развитие	10 <sup>7</sup>	Ждановский рудный участок

\*Классификация осадочных железных руд составлена по материалам Е. Ф. Шнюкова и др.

Палеогеновые (палеоцен — средний эоцен) осадочные железные руды образовались в результате процессов седиментации и диагенеза. Они представлены лагунно-дельтовыми хемогенно-кластогенными железистыми осадками карбонатной фации.

Осадочные месторождения представлены в основном оолитовыми сидеритовыми песчаниками и сливным сидеритом. В структурном отношении — это пологозалегающие пласты мощностью до 30 м с очень широким площадным развитием.

Промышленное значение сидеритовых руд не оценено. Однако роль этих руд с учетом их широкого распространения, значительных запасов (сотни миллионов тонн) и возможности добычи открытым способом может быть весьма значительна.

**Выводы.** На основании анализа геологических факторов (геохимические, металлогенические и генетические), лежащих в основе прогноза железных руд, можно выделить критерии, которые определяют направление поисково-съемочных работ в пределах крупных регионов (щиты, платформы) и поисково-разведочных работ в пределах рудных районов или месторождений. К таким критериям мы относим следующие: тектонические, формационные, стратиграфические, литофациальные, структурные, метаморфические, метасоматические, минералогические, гипергенные, горно-технические и экономические.

Комплексное использование поисковых критериев позволит оценить как перспективы структурно-фациальных зон, так и отдельных железорудных месторождений. Такой подход оправдал себя при изучении промышленных перспектив Брусиллов-Одесской структурно-фациальной зоны, Приазовского блока и других регионов Украинского щита.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Николаенко В. И., Современные проблемы эндогенного рудообразования, К., «Наукова думка», 1972.
2. Беус А. А., Геохимия литосферы, М., «Недра», 1972.
3. Гольшмидт В. М., Принципы распределения химических элементов в минералах и горных породах. — В сб. статей по геохимии редких элементов, Л., Изд-во горно-топливн. литер., 1938.
4. Гросс Г., Условия образования основных типов докембрийских железистых формаций. — Геол. и генезис докемб. жел.-крем. и марг. формаций мира, К., «Наукова думка», 1972.
5. Гросс Г., Геолого-экономическая оценка железорудных месторождений, М., «Мир», 1969.
6. Дзюценидзе Г. С., Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд, «Недра», 1969.
7. Зеленев К. К., Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании. — Труды лабор. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19.
8. Никольский А. П., Ефимов А. Н., Геолого-металлогенический очерк восточной части Украинского щита, Л., 1960.
9. Сауков А. А., Геохимия, М., «Наука», 1966.
10. Смирнов В. И., Об источниках веществ эндогенных месторождений полезных ископаемых. — Изв. АН СССР, 1969, № 3.

11. Соловьев С. П., Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии, Л., «Наука», 1970.

12. Ферсман А. Е.— Геохимия, Л., Изд-во хим. лит-ры, 1939.

13. Ходюш Л. Я., Генетическая классификация железистых пород докембрия — Литология и полезные ископаемые, 1971, № 3.

14. Шнюков Е. Ф., Генезис железных руд Азово-Черноморской рудной провинции, К., «Наукова думка», 1965.

*Ya. N. Belevtsev, Yu. M. Epatko*

## GEOCHEMICAL AND GEOLOGICAL FOUNDATIONS FOR IRON-ORE PREDICTION

### Summary

Formation of iron-ore deposits is connected with magmatic, metamorphic, sedimentary and hypergene processes. The scientific foundations of iron-ore prediction are based on geochemical, metallogenic and genetic data, determining iron sources, formation conditions and distribution regularities of iron-ore deposits.

Various genetic groups of iron-ore deposits are of different industrial importance. Geological and genetic classification of deposits permits to determine geological prospects and to give industrial estimation for iron deposits of certain genetic type.

In the Ukraine deposits of Pre-cambrian metamorphogenetic ores (Ukrainian iron-ore province) and deposits of sedimentary ores of Tertiary age (Asov-Chernomorskaya iron-ore province) are of industrial importance. Geological and genetic classification is compiled for such deposits for the first time.

А. А. БЕУС, проф.

Всесоюзный заочный политехнический институт

### ПРИКЛАДНАЯ ГЕОХИМИЯ ЗА РУБЕЖОМ\*

Прикладная геохимия в настоящее время прочно вошла как важная составная часть в практику поисково-разведочной деятельности зарубежных геологических служб и частных горнорудных компаний. Геохимические методы поисков играют ведущую роль в системе геолого-поисковых проектов, которые выполняются в развивающихся странах в рамках Программы развития ООН (ПРООН). Используя наиболее эффективные и простые методики, первоначально (в большинстве своем) разработанные в Советском Союзе, и постоянно совершенствуя их в соответствии с требованиями практики, наши зарубежные коллеги достигли интересных результатов в ряде областей прикладной геохимии.

Производственные геохимические работы за рубежом выполняются как геологическими службами соответствующих государств, так и частными компаниями, деятельность которых в той или иной степени связана с минеральным сырьем. При этом содержание геохимических работ, выполняемых государственным и частным секторами, разнится весьма существенно. Следует иметь в виду, что государственные геологические службы большинства капиталистических стран ограничивают свою поисковую деятельность стадией

\* В статье рассматриваются состояние и проблемы развития прикладной геохимии в капиталистических странах.

мелкомасштабных, рекогносцировочных поисков. Более детальные поисковые работы производятся геологическими службами в ограниченных масштабах, как правило, в процессе разработки тех или иных методических вопросов. Главными же областями геологической деятельности частных горнорудных компаний являются детальные поиски в пределах уже установленных перспективных участков и разведка выявленных месторождений. Соответственно комплекс поисковых методов, используемых в рассматриваемых двух случаях, существенно различен. Рекогносцировочные геохимические поисковые методы (главным образом, геохимические поиски по донным осадкам гидрографической сети) в основном используются государственными геологическими службами. Частные горнорудные компании занимаются в основном детальными почвенными геохимическими съемками и методами, основанными на использовании эндогенных геохимических ореолов. Исследовательские и методические работы ведутся высшими учебными заведениями, государственными геологическими службами крупных государств и специализированными частными компаниями. С теоретической и методической точек зрения среди научно-исследовательских групп, работающих в области прикладной геохимии на Западе, ведущее положение, несомненно, занимает школа профессора Имперского колледжа в Лондоне Дж. Уэбба, работы которой имеют весомую практическую отдачу в экваториальной и южной частях Африки. Серьезные научно-методические работы в рассматриваемой области ведутся также в ряде высших учебных заведений Канады и США, где, в частности, работают некоторые ученики Дж. Уэбба. Из этих высших учебных заведений в Канаде в первую очередь следует назвать Университет Квинс в Кингстоне (Я. Никол), а в США — Горную школу в Голдене, Колорадо (Г. Блюм), где не только ведется подготовка квалифицированных геохимиков-поисковиков, но и выполняются интересные методические и исследовательские работы, связанные с геохимическими поисками. Значительные объемы научно-методических и исследовательских работ в области прикладной геохимии выполняются коллективами геохимиков геологических служб Канады (Р. Бойл, Е. Камеров и др.), США (Ф. Кэнней, Х. Лакин, Дж. Мак-Картти, Р. Эриксон и др.), Швеции (Н. Брундин, К. Нилсон, Б. Нэйрис и др.) и некоторых других стран. Наконец, весьма интересные исследования по совершенствованию и приборному оснащению геохимических поисковых методов ведутся многочисленными горнорудными и геолого-поисковыми специализированными компаниями, такими как «Бэринджер Ресерч» (Канада), «Кенникот Коппер» (США), «Анаконда» (США), «Кенко Эксплорэйшн» (Канада), «Амакс Эксплорэйшн» (США), «Селекишон Траст» (Англия), «Вестерн Майнинг» (Австралия), «Юнион Карбайд» (США) и др.

Следует иметь в виду, что наши геохимики, следящие за публикациями и выступлениями своих зарубежных коллег на международных или национальных конференциях и совещаниях, получают лишь одностороннюю информацию о состоянии геохимических

поисковых работ в этих странах. Практически вся публикуемая за рубежом информация в области прикладной геохимии поступает от научно-исследовательских групп высших учебных заведений и от государственных геологических служб. Частные же компании, как правило, не публикуют никаких материалов о проводимых ими работах, считая эту информацию конфиденциальной. Учитывая, что объемы исследовательских, методических и производственных работ по геохимическим поискам, выполняемых частными компаниями, значительно превышают масштабы аналогичных работ государственных геологических служб и научных коллективов высших учебных заведений, можно сделать вывод, что публикуемая информация характеризует лишь небольшую часть работ, выполняющихся за рубежом, в области прикладной геохимии. Именно этим объясняется преобладание в зарубежной периодике публикаций, посвященных региональным геохимическим поисковым методам (например, методу донных осадков), и почти полное отсутствие контролируемых частными компаниями разработок, связанных с поисками и оценкой скрытых месторождений по их первичным геохимическим ореолам.

В апреле 1970 г. на III Международном симпозиуме по геохимическим поискам, состоявшемся в Торонто (Канада), была организована Ассоциация геохимиков-поисковиков (АГП), которая в настоящее время насчитывает более 400 членов из более чем 30 стран. С 1972 г. Ассоциация издает «Журнал геохимических поисков».

В 1971—1972 гг. комиссией по геохимическим анализам АГП под руководством Х. Лакина были собраны и обработаны на ЭВМ интересные статистические данные по 26 странам мира\*, дающие некоторое представление об общих масштабах и структуре геохимических поисков за рубежом. Всего в этих странах за период с 1 июня 1970 г. по 31 мая 1971 г. было отобрано несколько более 4 млн. геохимических проб, из которых более 1,5 млн. проб приходится на Австралию. Ниже перечислены страны, в которых отобрано и проанализировано более 50 000 проб.

Страны, в которых отобрано и проанализировано более 50 000 проб

Австралия	1 516 415
Канада	879 660
США	621 384
Южная Африка	277 000
Англия	165 000
Ирландия	112 900
Швеция	71 366
Аргентина	63 000
Япония	62 290
Всего	3 769 015**

\* Австралия, Аргентина, Англия, Бразилия, Венесуэла, Гайяна, Дания, Ирландия, Канада, Испания, Колумбия, Малайзия (Западн.), Мексика, Нидерланды, Новая Зеландия, Норвегия, Панама, Сингапур, США, Турция, Финляндия, ФРГ, Швеция, Эквадор, Южная Африка, Япония.

\*\* Это число составляет 91% общего количества отобранных проб. Полнота охвата организаций, ведущих геохимические поиски в каждой стране, комиссией не определена.

За этот же период времени в геолого-поисковых проектах Программы развития ООН было отобрано и проанализировано несколько более 100 000 геохимических проб.

Анализ распределения типов проанализированных проб по странам (табл. 1) выявляет определенную зависимость используемых геохимических методов от степени геологической изученности и

Таблица 1  
Распределение геохимических проб по типам опробования, %

Страны	Донные осадки	Коренные породы	Почвы	Вода	Растительность	Воздух	Прочие (глины, минералы и др.)
Австралия	8,709	33,984	46,496	0,100	0,300	0,501	9,910
Канада	22,362	17,070	56,054	1,973	2,063	0,149	0,329
США	17,065	38,516	25,668	5,566	2,370	5,370	5,791
Южная Африка	17,940	4,319	77,741	0,0	0,0	0,0	0,0
Англия	46,000	5,250	33,000	12,500	1,500	0,0	1,750
Ирландия	6,931	2,970	89,109	0,990	0,0	0,0	0,0
Проекты ПРООН	80,000	3,000	16,000	1,000	0,0	0,0	0,0
Швеция	54,667	6,333	32,333	3,333	1,667	0,0	1,667
Аргентина	50,000	20,861	29,139	0,0	0,0	0,0	0,0
Япония	4,810	39,679	43,621	9,128	0,663	0,668	1,336
Испания	53,000	8,000	39,000	0,0	0,0	0,0	0,0
Норвегия	71,398	7,097	21,290	0,0	0,215	0,0	0,0
Финляндия	11,667	26,000	54,667	4,333	0,667	0,0	2,667
Турция	60,000	2,000	35,000	3,000	0,0	0,0	0,0
Бразилия	5,025	15,075	79,889	0,0	0,0	0,0	0,0
Эквадор, Колумбия, Панама, Гайана, Венесуэла	64,884	8,996	23,709	0,138	1,813	0,0	0,460
Мексика	38,000	27,000	32,000	0,0	3,000	0,0	0,0

освоенности территории страны, хотя имеют место и исключения (Швеция, Англия).

Из данных, приведенных в табл. 1 и 2, следует, что наряду с большим вниманием, уделяемым за рубежом методу донных осадков, значительные объемы работ посвящаются опробованию первичных геохимических ореолов (пробы коренных пород). При этом, естественно, геохимические поиски по донным осадкам играют преобладающую роль в развивающихся странах, где наибольшее внимание в настоящее время уделяется региональным поискам мелких масштабов. Исходя из того, что одна проба донных осадков примерно приходится на 1 км<sup>2</sup>, можно ориентировочно оценить, что в развивающихся странах за рассматриваемый годовой период рекогносцировочными геохимическими поисками была покрыта площадь около 180 тыс. км<sup>2</sup>. Развитые страны за этот же период охватили рекогносцировочными поисками около 670 тыс. км<sup>2</sup>, при этом около 440 тыс. км<sup>2</sup> из этого количества приходится на три страны — Канаду,

США и Австралию. Характерно, что гидрогеохимические и биогеохимические поиски за рубежом не пользуются сколько-нибудь широким распространением (причины этого будут рассмотрены ниже). В то же время атмогеохимический метод, практическое применение которого началось лишь недавно, по количеству взятых проб уже обогнал биогеохимическое опробование. Основная масса атмогеохимических проб была отобрана и проанализирована в США (более 33 тыс. проб), небольшие объемы атмогеохимического опробования

Таблица 2

Распределение геохимических проб по типам опробования в развитых и развивающихся странах \*

Страны	Донные осадки****		Коренные породы		Почвы		Вода		Растительность		Воздух	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
	Страны с развитой горнорудной промышленностью **	672550	18,4	976610	26,7	1837320	50,2	86245	2,4	40147	1,1	42,692
Развивающиеся страны***	95560	55,5	25230	14,5	50820	29,4	1140	0,1	900	0,5	—	—
Включая проекты ПРООН	175560	64,4	28230	10,4	66820	24,5	1140	0,4	900	0,3	—	—

\* Без учета «прочих» типов проб (тяжелая фракция шлихов и др., см. табл. 1).

\*\* Австралия, Новая Зеландия, Канада, США, Англия, Ирландия, Нидерланды, ФРГ, Швеция, Норвегия, Финляндия, Дания, Испания, Япония, Бразилия, Южная Африка.

\*\*\* Турция, Мексика, Эквадор, Гайяна, Колумбия, Панама, Аргентина, Венесуэла, Сингапур, Зап. Малайзия.

\*\*\*\* В первой колонке приведено округленное количество штук, во второй — относительные проценты.

выполнены также Австралией, Канадой и Японией. К сожалению, комиссия АГП, приводящая эти статистические данные, не отделяет атмогеохимическое опробование, используемое при поисках нефти и газа, от новых методов поисков атмогеохимических ореолов рудных месторождений, основанных на высокочувствительном определении в воздухе паров ртути и сернистого газа. Судя по тому, что основные объемы аэрогеохимического опробования выполняются правительственными организациями и исследовательскими группами высших учебных заведений (табл. 3), можно полагать, что эти методы пока еще находятся в стадии разработки.

Стандартная схема геохимических поисков на первой стадии обычно включает рекогносцировочные поиски (масштаба 1 : 200 000 — 1 : 50 000), основой которых является геохимическое опробование донных осадков гидрографической сети. Задачей этой стадии поисков является выявление геохимических аномалий в донных осадках и оконтуривание перспективных участков для более детальных поисков. Метод донных осадков, зарекомендовавший себя как наиболее эффективный метод мелкомасштабных поисков, примененный в весьма разнообразных условиях, в настоящее время стал ведущим в первой стадии поисковых работ. Не будет преувеличением сказать, что большинство открытий новых месторождений, имевших

место за рубежом в последнее десятилетие, особенно в малоизученных районах Африки, Азии и Южной Америки, были сделаны в процессе геохимических поисков по донным осадкам поверхностных водотоков. Поиски по донным осадкам в оптимальных случаях обычно комплексированы с региональными аэрогеофизическими съемками, хотя часто проводятся и самостоятельно. Практическое применение этого метода в малоизученных районах Африки и Южной Америки показало, что он может успешно применяться и при

Таблица 3

Распределение анализированных геохимических проб по типам опробования между различными организациями, %

Организации	Донные осадки	Коренные породы	Почвы	Растительность	Вода	Воздух	Прочие
Горнорудные и нефтяные компании	18,002	33,333	44,175	0,405	2,063	0,809	1,214
Субсидируемые ими геологопоисковые компании	17,396	24,778	53,213	0,332	1,329	0,443	3,508
Государственные геологические службы и другие организации	32,123	19,140	34,156	1,307	5,693	2,759	4,821
Университеты и высшие технические учебные институты	19,507	35,477	33,333	3,430	4,770	3,483	0,0
Частные консультанты	34,269	20,441	42,084	0,802	1,403	1,002	0,0
Коммерческие лаборатории	21,146	24,642	43,90	0,966	3,497	0,633	5,62
ПРООН и другие неправительственные организации	54,500	15,250	21,250	5,000	4,000	0,0	0,08

отсутствии геологической карты с использованием топографической основы или по аэрофотоснимкам. Анализ результатов многочисленных региональных съемок по донным осадкам, проведенных в 1966—1971 гг. в развивающихся странах в рамках проектов ПРООН, позволяет сделать определенный вывод, что опробование донных осадков обязательно должно сопровождать геологические съемки от самого мелкого масштаба до масштаба 1 : 50 000, гарантируя тем самым получение важной информации о рудной минерализации, развитой в пределах закартированного района \*. Рациональная методика составления прогнозных металлогенических карт на основе региональных геохимических съемок по донным осадкам рассмотрена на примере Замбии А. Армор-Брауном и Я. Николом [1].

Густота сети опробования донных осадков гидрографической сети в зависимости от масштаба и задач поисков колеблется от

\* Исключением, естественно, являются «закрытые» регионы, в которых речная сеть не вскрывает коренных пород. Однако такие регионы распространены незначительно.

3—5 проб на 1 км<sup>2</sup> [2] до одной пробы на 3—5 и даже 10 км<sup>2</sup> [3]. Однако в большинстве случаев плотность опробования соответствует 1—2 пробам на 1 км<sup>2</sup>. Показано, что при такой плотности опробования в тропических и субтропических странах, а также в странах с умеренным климатом и нормально развитой гидрографической сетью, практически маловероятно пропустить рудное месторождение средних масштабов, выходящее на поверхность или покрытое наносами мощностью до 5 м. Иногда в начальную стадию поисков, особенно в труднопроходимых районах, отбор проб донных осадков производится по разреженной сети, например, из точек, где автодороги пересекают водотоки или приближаются к ним. Несмотря на кажущееся несовершенство подобный способ отбора проб имеет одно неоспоримое преимущество. С его помощью в первую очередь открываются рудные месторождения, находящиеся в наиболее благоприятных экономических условиях, что особенно важно для развивающихся стран.

На основании имеющихся материалов региональных геохимических поисков по донным осадкам в различных климатических зонах можно судить, что аномальные содержания рудных элементов индикаторов в илистой фракции донных осадков в условиях влажных тропиков прослеживаются на расстоянии 12—15 км от источника сноса (рудного месторождения) [4]. В аридных зонах эти расстояния резко сокращаются, обычно не превышая 1—3 км.

По данным более 40 поисковых проектов ПРООН, выполнявшихся в развивающихся странах Африки, Азии и Южной Америки в весьма различных условиях, стоимость одного квадратного километра поисков по донным осадкам (масштабы 1 : 200 000—1 : 100 000) колебалась от 5 до 14 американских долларов. Эта стоимость включает все полевые, лабораторные и камеральные работы. В труднопроходимых районах, где для опробования приходится использовать вертолеты, стоимость, естественно, увеличивается.

Эффективность применения метода донных осадков при рекогносцировочных геохимических поисках явилась главной причиной того, что более дорогой гидрогеохимический метод почти исчез из практики поисковых работ за рубежом. Гидрогеохимическое опробование в незначительных масштабах используется в процессе рекогносцировочных поисков для опробования колодцев и источников грунтовых и трещинных подземных вод.

Главными проблемами рекогносцировочных геохимических поисков, которые в настоящее время разрабатываются геологическими службами и научно-исследовательскими организациями за рубежом, являются рациональные методики поисков в аридных районах и в районах вечной мерзлоты. В процессе поисков в пустынных районах обычно используется комбинация опробования донных осадков временных водотоков (иногда с отсевом тонкой фракции осадка) с геохимическим опробованием выходов коренных пород. Для оценки их геохимической специализации применяются также биогеохимические методы. Интенсивные исследования по использова-

нию метода донных осадков и его вариаций в условиях вечной мерзлоты проводятся геологическими учреждениями Канады и скандинавских государств.

Переход от рекогносцировочных поисков по донным осадкам к более детальным почвенным геохимическим съемкам, как правило, осуществляется только после выявления и оконтуривания перспективной геохимической аномалии, выделенной по донным осадкам. Площадные (региональные) геохимические почвенные съемки с целью обнаружения геохимических аномалий без предварительного оконтуривания перспективных участков при помощи донных осадков не вошли в практику геохимических поисков за рубежом в связи с недостаточной экономической эффективностью этого метода. В то же время почвенное геохимическое опробование на стадии детальных поисков квалифицируется зарубежными геолого-поисковыми и разведочными организациями, как производственный метод, полностью вошедший в практику поисковых работ. Стоимость 1 км<sup>2</sup> геохимической почвенной съемки в развивающихся странах (по данным проектов ПРООН) колеблется в зависимости от детальности опробования от 50 до 1000 американских долларов.

В докладе Кл. Лепелтье на III Международном симпозиуме по геохимическим поискам в Канаде приведен пример геохимической почвенной съемки в Сенегале, где перекрытая почвами меденосная зона была опробована по сетке 100 × 200 м. Стоимость 1 км<sup>2</sup> в этом случае оказалась равной 175 долл. [5]. Основными направлениями методических исследований, связанными с геохимическим опробованием почв, являются выявление представительных горизонтов опробования для различных климатических условий и разработка пробоотборников, начиная от простых, предназначенных для отбора почвенных проб на заданной глубине вручную, и кончая легкими переносными или самоходными буровыми установками для глубинных геохимических поисков. В связи с этим главной задачей детальных геохимических поисков, основанных на опробовании и изучении вторичных ореолов рассеяния в почвах, является выбор оптимального места для разведочного бурения или проходки горных выработок для выявления рудной минерализации, геохимические почвенные съемки, как правило, комплексуются с наземными геофизическими методами (электроразведка, метод вызванной поляризации, «турам»-метод и др.). Подобное комплексирование геохимических и геофизических работ по этой стадии поисков дает наиболее эффективные результаты.

В последние годы в качестве дополнительного метода поисков и изучения вторичных геохимических ореолов рассеяния в почвах начато использование атмогеохимического опробования, основанного на отборе и последующем газовом анализе проб почвенного воздуха. Разработаны специальные пробоотборники почвенного воздуха, простые по конструкции и обращению [6].

Говоря об использовании вторичных ореолов рассеяния в почвах и рыхлых отложениях, следует кратко остановиться на приме-

нении биогеохимических методов, которые за рубежом, как и у нас, имеют своих сторонников. Однако, судя по статистическим данным (табл. 1, 2), объемы биогеохимического опробования примерно в 50 раз меньше объемов отбираемых почвенных проб, что свидетельствует о весьма ограниченных масштабах применения этого метода. Судя по имеющимся данным, наши зарубежные коллеги применяют биогеохимическое опробование только в специфических условиях, исключающих целесообразность использования более экономичных геохимических методов, в частности опробования почв (например, в условиях пустынь).

К сожалению, очень мало можно сказать о состоянии геохимических поисков и разведки с использованием первичных геохимических ореолов за рубежом. Работы эти проводятся частными компаниями на принадлежащих им месторождениях или объектах детальной разведки и, как правило, их результаты не публикуются, являясь секретом компании. Об успехах этого метода косвенно может свидетельствовать тенденция ряда крупных компаний полностью анализировать керн колонковых разведочных скважин для фиксации всех эндогенных аномалий, встречаемых при разведке.

Серьезное внимание на всех стадиях геохимических поисков уделяется проблеме обработки геохимической информации, сопровождающейся широким использованием ЭВМ. Помимо обычных статистических методов и приемов при интерпретации данных геохимического опробования повсеместно используется факторный анализ, оценка «тренда поверхности», метод «блуждающего среднего» и другие математические методы, облегчающие оценку данных геохимических поисков, особенно в случаях сложных и слабо выраженных геохимических аномалий\*. В ряде компаний и геологических служб обработка геохимической (а также геофизической) информации, включая составление геохимических и геофизических карт, полностью механизированы и выполняются автоматами, управляемыми посредством ЭВМ. Исходным материалом для обработки являются данные анализа геохимических проб с указанием координат их взятия. В США, Канаде и Англии существуют компании, специализирующиеся на выполнении заказов по машинной обработке геохимических, геофизических и геодезических данных и составлении соответствующих карт, включающих карты аномалий, изоконцентрат, тренда поверхности и др. По имеющемуся опыту можно судить, что заказы выполняются достаточно быстро и на высоком уровне.

В геологической службе США разработана и внедряется в практику информационная система «РАСС» (Система хранения анализов пород), в которую, кроме результатов анализов и координат взятия проб и образцов, может быть заложено краткое геологическое описание условий их нахождения. Информация вводится в систему на перфокартах и хранится на магнитных лентах или дисках. При

---

\* Общая характеристика этих методов несколько лет назад была изложена в статье Я. Никóла, Р. Гаретта и Дж. Уэбба [7].

извлечении из системы хранения геохимические выборки автоматически трансформируются в форму, доступную для многоцелевой статистической обработки по программе «СТАТПАК». Информационная система «РАСС» и программа «СТАТПАК» были успешно опробованы в 1968—1971 гг. на обработке результатов геохимических поисков в штате Айдахо, в процессе которых было отобрано 6000 почвенных проб и 2500 геохимических проб коренных пород.

Большую роль в развитии и повышении качественного уровня геохимических поисков за рубежом сыграло начавшееся в 1963 г. широкое внедрение в научно-исследовательские и производственные работы, связанные с геохимическими поисками, атомно-абсорбционных спектрофотометров. Как известно, в связи с высокой стоимостью оборудования и сложностью обслуживания (особенно в условиях тропиков) эмиссионная спектроскопия за рубежом не получила сколько-нибудь широкого применения при проведении геохимических поисков. До 1965—1966 гг. наиболее распространенными методами анализа геохимических проб, использовавшимися непосредственно в полевых условиях, были методы колориметрического анализа, специально разработанные для этой цели. Несмотря на относительную легкость исполнения и достаточную для ряда металлов чувствительность, эти методы охватывали лишь ограниченное число химических элементов, тем самым сужая возможности геохимических поисков. Попытки же расширить круг анализируемых в поле элементов резко усложняли процесс анализа, увеличивали стоимость лаборатории и снижали эффективность поисковых работ.

Атомно-абсорбционные спектрофотометры быстро вошли в практику геохимических поисковых работ благодаря простоте работы с прибором, его малой габаритности, высокой точности и хорошей воспроизводимости определений, возможности почти полной автоматизации операций, включая запись результатов анализов, и относительно невысокой его стоимости. При односменной работе один прибор, обслуживаемый инженером-аналитиком или техником, выполняет 200 количественных определений в день. При интенсификации процесса количество определений (по опыту геолого-поисковых проектов ПРООН) легко может быть доведено до 300. Лаборатория очень компактна и обычно может быть организована непосредственно в районе работ или вблизи от него.

Компания «Текникал сервис лабораториз Канада» и некоторые другие поставщики оборудования в коммерческих масштабах выпускают передвижные прицепы-лаборатории, оборудованные атомно-абсорбционными спектрофотометрами, дробильными установками и др. Использование передвижных лабораторий оказывается эффективным при наличии в районе работ хотя бы редкой сети дорог. Стоимость одного определения на атомно-абсорбционном спектрофотометре зависит от масштаба операций. По опыту проектов ПРООН при проведении мелкомасштабных поисков в развивающихся странах стоимость одного определения колеблется от 0,5 до 1,0 американских долларов. При использовании атомно-абсорб-

ционного метода анализа некоторые затруднения при организации временных лабораторий возникают с определением трудноретучих компонентов (олово, ниобий, тантал, бериллий, цирконий и др.), поскольку для этого требуется высокотемпературное азотно-кислородное пламя, а составляющие компоненты горючей смеси не всегда легко получить в развивающихся странах. Кроме того, установка азотно-кислородной горелки требует дополнительных предосторожностей по обеспечению безопасности работы.

Атомно-абсорбционными спектрофотометрами оборудованы лаборатории поисковых проектов по масштабам, соответствующим нашим экспедициям и поисковым партиям.

✓ Спектральные лаборатории специально для обеспечения геохимических поисковых работ за рубежом почти нигде не используются. Однако для получения полного представления о геохимических особенностях изучаемой территории часть проб донных осадков в хорошо организованных проектах подвергается полуколичественному спектральному анализу, обычно выполняемому на стороне. Для этого используются стационарные лаборатории геологических служб, высших учебных заведений и различные коммерческие лаборатории. После установления «геохимического спектра» района производится выбор от двух до пяти оптимальных элементов-индикаторов; определение которых в геохимических пробах осуществляется в производственных условиях на атомно-абсорбционных спектрофотометрах. Следует отметить, что в специальных случаях для анализа геохимических проб на некоторые элементы используются и такие аналитические методы, как рентгеновская спектрометрия, фотометрия пламени, бумажная хроматография и др. В развивающихся странах в связи с отсутствием лабораторий, в достаточной степени оснащенных приборами, еще широко используется колориметрическое определение цветных металлов с помощью дитиона и других колорогенных реагентов.

В табл. 4 на примере США и Канады показано распределение анализированных геохимических проб по методам анализа.

Большое внимание геологических служб США, Канады, Англии и других крупных капиталистических государств, а также крупных горнорудных компаний, привлекает разработка новых эффективных геохимических поисковых методов и их аппаратурное оснащение. Так, например, на основе теоретических разработок А. А. Саукова по геохимии ртути и его идей, касающихся использования особенностей миграции ртути для геохимических поисков, в США и Канаде разработаны и с 1965 г. выпускаются рядом компаний атомно-абсорбционные «меркуриметры» как стационарного, так и переносного типа. Наиболее совершенная в настоящее время установка для моментального определения ультрамикрочколичеств ртути в почвах и осадках, смонтированная на автомашине, создана и запатентована фирмой «Бэринджер Ресерч» (Канада) в 1964 г.

С 1965 г. геологической службой США ведутся также разработки прибора для выявления аэрогеохимических аномалий ртути

с самолета и вертолета. Испытания бора в 1968 г. в штате Невада над месторождениями ртути и междоением меди порфиривого типа (на высоте около 300 м) дали положительные результаты. Испытания прибора продолжались в 1969 и 1970 гг. в штатах Невада и Аризона. Прибор еще требует усовершенствования, однако его внедрение уже начато [8].

Другой метод аэрогеохимических поисков, разработанный в США и Канаде, основан на сборе во время полета и последующем

Таблица 4

Распределение анализированных геологических проб по методам анализа (данные АГП период с 1. VI. 1970 по 31. V. 1971)

Метод анализа	Канада		США	
	% от общего количества проб	количество элементов, определяемых данным методом	% от общего количества проб	количество элементов, определяемых данным методом
Атомно-абсорбционный	80,6	38	0	40
Эмиссионная спектроскопия *	4,3	34	0	70
Колориметрия	14,0	35	17	38
Колориметрия холодных вытяжек	—	7	—	12
Рентгеновская флуоресцентная спектроскопия	—	41	—	7
Бумажная хроматография	—	7	—	1
Выборочный ионный электрод	—	5	—	9
Прочие методы	—	33	—	35

\* В США ниобий, гафний, скандий и редкие земли определялись исключительно спектральным методом.

комплексном анализе пылевых частиц на элементы-индикаторы оружия. Анализ сопровождается подсчетом распределения частиц, денения. Анализ сопровождается подсчетом распределения частиц, являющихся носителями элементов-индикаторов (патенты США № 3309518, 1967 г.; № 3462995, 1969 г. и Канады № 805117, 1969 г.). Ловушка для пыли, прикрепленная нейлоновым тросом к самолету или вертолету, протягивается на высоте 30—60 м над землей. Сообщается, что при отсутствии затруднений с погодой за двухмесячный период можно покрыть 15 000 кв. миль (около 40 000 кв. км) с 800-метровыми интервалами между полетными маршрутами [9].

Большие надежды поисковиков и разведчиков возлагаются на использование в процессе разведки аналитических приборов, основанных на ядерно-активационных методах, однако большинство таких приборов находится еще в стадии разработки и испытаний. Единственным прибором подобного рода, коммерческое производство которого начато в 1970 г. фирмой «Экко Инструментс» (Англия), является прибор для разведочного каротажа скважин на основе во. Его действие основано на принципе рентгеновской флуоресцентной спектроскопии с радиоактивным источником. Подсчетная годовая экономия от применения одного прибора составляет 30 000 фунтов стерлингов.

В заключение отметим, что высшая школа за рубежом уделяет необходимое внимание подготовке кадров геохимиков-поисковиков и разведчиков. Однако спрос на геохимиков-поисковиков столь велик, что промышленность постоянно ощущает дефицит квалифицированных инженеров этой специальности. Вопрос о подготовке кадров геохимиков-поисковиков специально рассматривался на II Международном симпозиуме по геохимическим поискам, проходившем в 1968 г. в Голдене, Колорадо (США) [10].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Armor-Brown A., Nichol I., Regional geochemical Reconnaissance and the Location of Metallogenic Provinces.— *Econ. Geol.*, 1970, 65, N 3 p. 312—330.
2. Bolviken B., Nillson C. A., Wennervirta H., Summary of Research and Development in Geochemical Exploration in Scandinavian Countries.— *Geochemical Exploration, Canad. Inst. of Mining and Metall.*, 1971, 11, p. 11—14.
3. Dall'Aglio M., Trends in Geochemical Exploration in Italy (Abstract).— *Geochemical Exploration, Canad. Inst. of Mining and Metall.* 1971, 11, p. 15.
4. Беус А. А., Лепелтье К., Поиски рудных месторождений в системе Программы развития Организации Объединенных Наций, М., ВИЭМС, 1971.
5. Lepeltier C., Geochemical Exploration in the United Nations Development Programme.— *Geochemical Exploration, Canad. Inst. of Mining and Metall.*, 1971, 11, p. 24—17.
6. Dyck W., Meilleur G. A., A soil gas sampler for difficult overburden *Journ. of Geochem. Exploration*, 1972, 1, N 2, p. 204—220.
7. Nichol I., Garrett R., Webb J. S., The Role of Some Statistical and Mathematical Methods in the Interpretation of Regional Geochemical Data.— *Econ. Geol.*, 1969, 64, N 2, p. 204—220.
8. Geological Survey Research, Chapter A, 1966, 1967, 1968, 1970, 1971, Washington.
9. Weiss O., Airborne Geochemical Prospecting.— *Geochemical Exploration*, 1971, p. 502—514.
10. Bloom H., Beus A., Boyle R. W., Barker R. A., Hawkes H. E., Tupper W. M., Webb J. S., Education of the Exploration Geochemist Quarterly Colorado School of Mines, 1969, 64, N 1, p. 27—48.

*A. A. Beus*

#### THE APPLIED GEOCHEMISTRY ABROAD

#### Summary

The status and development in the field of geochemical exploration abroad during last years are described and discussed.

## ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ УКРАИНСКОГО ШИТА

Современный этап геохимических исследований характеризуется повышением интереса к изучению первичных ореолов (В. Л. Барсуков, С. В. Григорян, В. И. Красников, К. М. Муканов, Л. Н. Овчинников, В. В. Поликарпочкин, Н. И. Сафронов, А. П. Соловов, Е. М. Янищевский и др.).

Актуальность этого направления обусловлена прежде всего расширяющимися возможностями использования данных о составе и строении первичных геохимических ореолов для поисков скрытого оруденения. Большой интерес вызвали выдвинутые новые теоретические положения, в частности, представления об универсальном ряде зональности первичных ореолов гидротермальных месторождений и общности механизма их формирования [4]. Значительные успехи достигнуты при изучении первичных геохимических ореолов в ряде областей Украины [1]. Достаточно отметить, что картирование первичных ореолов в пределах Украинского щита привело к непосредственному открытию редкометального месторождения в новом районе.

Развитие первичных геохимических ореолов среди докембрийских образований имеет чрезвычайно сложный характер, что обусловлено, прежде всего, интенсивным и неоднократным метаморфизмом осадочно-вулканогенных и магматических пород, а также влиянием наложенных метасоматических процессов. Это требует особого тщательного подхода к изучению первичных ореолов среди метаморфических комплексов, базирующегося на всестороннем минералого-геохимическом изучении последовательно формирующихся продуктов метаморфизма и восстановлении сложной истории поведения химических элементов в ходе длительной эволюции земной коры.

При выработке рациональной методики геохимических исследований в геологическом картировании выяснялись специфические особенности распределения микроэлементов и развития первичных ореолов в метаморфических и магматических комплексах северо-западной и центральной части Украинского щита (работы выполнялись совместно с Э. В. Красножиной, Р. М. Леках, В. П. Мазуром).

Изучались гнейсы и кристаллические сланцы терригенной и вулканогенно-терригенной формаций бугской и росинско-тикичской серий (AR — PR<sub>1</sub>), базиты и ультрабазиты офиолитовой и гипербазитовой формаций (AR — PR<sub>1</sub>), гнейсы терригенной и вулканогенно-терригенной формаций тетеревской, ингульской и ингулецкой серий (PR<sub>1</sub>), ультраметаморфические образования подольского комплекса (AR — PR<sub>1</sub>), граниты и мигматиты кировоградско-житомирского комплекса (PR<sub>1</sub>), основные породы и гранитоиды

## Положительная геохимическая специализация пород

Породы, серии, комплексы	Элементы
Гнейсы и кристаллические сланцы бугской серии	Pb, Zn, Co
Гнейсы и амфиболиты росинско-тихичской серии	Zr, Co
Гнейсы тех же серий в пределах наложенных зон активизации	Sc, Be, Mo, Cu, Li, Ni, Zr, Zn, Co, Cr, Sr
Базиты и ультрабазиты гипербазитовой и офиолитовой формации	Pb, V, Sn, Be, Ni, Li, Co
Гнейсы тетеревской серии	Zr, Co, Cr, V, Sr
Гнейсы ингульской серии	Sc, Pb, Be, Sn, Li, Zr, Zn, Ni
Гнейсы ингулецкой серии	P, Mo, Cu, Co, Ni
Ультраметаморфические образования подольского комплекса (чарнокиты, эндрбиты, чудново-бердичевские граниты)	Sc, Pb, Ba, Mo, Sn, Cu, La, Zn, Ni, Co, Sr
Лейкократовые, аплиты-пегматоидные, порфиоровидные граниты	Mo, Sn, Ni, P, Ag
Метасоматиты и метасоматически измененные граниты	TR, Mo, Sn, Cu, Co, V, Zr
Граниты и мигматиты кировоградско-житомирского комплекса	Pb, Ni, Co, V
Лейкократовые и порфиоровидные кировоградские граниты	Mo, Li, Ga, La
Те же породы в пределах наложенных зон активизации	Sc, Pb, Ga, Ge, Sn, Cu, Ag, Ni, Co, Zn
Калишпатизированные граниты, альбит-калишпатовые метасоматиты	Be, Zr, Li, TR, Mo, Ga
Основные породы осницкого комплекса	Be, Zr, Co
Гранитоиды осницкого комплекса	Yb, Co, Pb, Zr
Метасоматически измененные граниты	Be, Zr, V, La
Основные породы коростенского комплекса	Be, Ba, Zr, Sn, Li, La, Rb, Ga, Yb, Mo, Pb
Граниты коростенского комплекса	F, Sc, Cr, Ti, Zr, Vb, Y, Sn, Mo, Ga, Pb, Li, Rb, Cs
Осадочные породы овручской серии	Pb, Be, Yb, Ni, Zr
Кварцевые порфиры и трахиандезиты збраньковской свиты	Pb, Be, Sn, Cu, Y, La, Yb, Ni, Zr, Co
Лезниковские и пержанские граниты (апограниты)	Sn, Nb, Ta, Be, Fe, Li, Rb, Cs, Ga, Th, TR, Zr, Hf, Pb, Zn, Mo, W, Cd, Tl, Se, In

Примечание. Элементы расположены в порядке убывания коэффициентов концентрации и являются аксессуарными.

осницкого и коростенского комплексов (PR<sub>2</sub>), осадочные и эффузивные породы овручской серии (PR<sub>3</sub>), апограниты пержанского комплекса (PR<sub>3</sub>), различные метасоматиты. Для определения геохимической характеристики пород использовались приближенно-количественные спектральные анализы. Вычислялись средние содержания элементов в породах, их дисперсии и коэффициенты концентрации (отношение среднего содержания элемента к его кларковому значению

в соответствующей породе по А. П. Виноградову). Полученные данные о положительной геохимической специализации пород (коэффициент концентрации  $> 1,5$ ) позволили выявить закономерности, приведенные в табл. 1.

Наблюдаются признаки преемственности геохимических особенностей метаморфических и ультраметаморфических образований (главным образом, мигматитов и гранитов подольского и кировоградско-житомирского комплексов) и вмещающих их гнейсов. Это выражается, прежде всего, в обогащении мигматитов и гранитов сидерофильными элементами: Ni, Co, Cr, V. В целом в продуктах гранитизации сравнительно с субстратом (разнообразными гнейсами, амфиболитами, пироксенитами и др.) происходит уменьшение содержания большинства сидерофильных и халькофильных элементов. Это обстоятельство определяет возможность мобилизации рудных элементов и их последующей концентрации в благоприятных условиях.

В гранитоидах щита наблюдаются сложные ассоциации микроэлементов, образующих повышенные содержания. Так, нередко сочетание сидерофильных (Ni, Co, Cr, V и др.), халькофильных (Cu, Pb, Zn) и литофильных (TR, Zr, Sn, Nb, Be и др.) элементов. Это указывает на гибридный автохтонный характер гранитоидных образований щита и влияние наложенных процессов. Черты автохтонного происхождения несут, прежде всего, гранитоиды подольского и кировоградско-житомирского комплексов.

Гранитоиды осницкого комплекса характеризуются повышенными содержаниями элементов (Co, Pb, Yb, Zr), свойственных гранитоидам габбровой формации [3].

Широкое и неоднократное развитие метаморфизма и ультраметаморфизма, охватывающее разнообразные по составу породы, приводит, как уже отмечалось, к сложному неоднородному распределению элементов. Но на этом фоне проявляется общая тенденция обогащения литофильными элементами все более поздних образований. Наиболее отчетливое выражение эта тенденция находит в породах платформенного этапа становления щита, типичными представителями которого являются образования формации рапакиви и гранитоидной щелочной — продукты тектоно-магматической активации платформенных образований (средний — верхний протерозой).

Породы этих формаций обогащены большим количеством элементов, наиболее характерными из которых являются редкие металлы: Sn, Be, Nb, Ta, TR, Zr, Li, Rb, а также F, Pb, Mo, Cu, Ag, Sc, Ga и др. Примечательно, что этими же элементами обогащены и эффузивные породы этого этапа: кварцевые порфиры и трахиандезиты овручской серии (Be, Sn, TR, Zr, Pb, Cu), что указывает на возможную их генетическую общность. Любопытно, что даже осадочные породы овручской серии обладают повышенными содержаниями Be, TR, Zr, Pb.

Внутри комплексов наблюдается относительная обогащенность редкими элементами более поздних дифференциатов. Так, в ряду пород кировоградско-житомирского комплекса: диориты-плагиио-

граниты-аплиты-пегматиты происходит последовательное накопление Pb, Sn, TR, Li.

Интересной особенностью является обогащенность редкими элементами основных пород. Так, рядом этих элементов (Be, Zr, Sn, Pb, Li) обогащены основные и ультраосновные породы офиолитовой формации подольского комплекса и габбро-диорит-гранодиоритовой формации осницкого комплекса. Основные породы коростенского комплекса отличаются накоплением еще более широкого круга элементов: Be, Sn, Zr, TR, Li, Pb, Mo. Это обусловлено, вероятно, следующими основными моментами: а) первичным поступлением редких элементов с основной магмой в результате процессов дифференциации ультраосновных пород верхней мантии; б) относительным накоплением этих элементов в породах основного состава в результате наложенных процессов, в силу более щелочной обстановки. Оба этих фактора необходимо учитывать при металлогеническом анализе.

Влияние наложенных процессов отчетливо проявляется в пространственном различии геохимической специализации пород одних и тех же формаций. Так, гнейсы бугской серии в пределах зон тектоно-магматической активизации обогащены Sc, Be, Mo, Cu, Li, Zr, Zn, Ni, Co, Sr, Cr, на других участках — только Pb, Zn, Co.

Примечательно также влияние образований коростенского комплекса (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский массивы) на вмещающие породы. Вблизи указанных массивов среди гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса и различных гнейсов развиты щелочные метасоматиты, характеризующиеся геохимической специализацией, близкой к таковой для продуктов формаций рапакиви и гранитоидной щелочной. Можно также предположить, что в этой же связи происходит образование калиевых порфиробластов в кировоградских гранитах. В последних, по сравнению с житомирскими гранитами, возрастает содержание Be, Zr, Li, TR, Mo, Ga.

Изучение петрохимических особенностей пород тех же комплексов показало следующее: характерной чертой является последовательное накопление щелочей, а также кремнезема. При этом наиболее резко выделяются образования платформенного этапа развития Украинского щита — осницкий, коростенский, пержанский комплексы, а также эффузивы овручской серии.

Для пород ранних комплексов — подольского, кировоградско-житомирского, а также осницкого, характерно относительное накопление натрия. Та же тенденция намечается внутри комплексов для ранних образований (диоритов, гранодиоритов, различных гибридных продуктов). Отчетливое накопление калия происходит в платформенный этап развития Украинского щита (средний — верхний протерозой) в связи со становлением пород формаций рапакиви, гранитовой, гранитоидной щелочной. Преимущественное распространение получают различные калиевые метасоматиты.

Отмеченные особенности отражают и металлогеническую специализацию различных комплексов. Для пород, обогащенных калием

и кремнеземом, формаций рапакиви и гранитоидной щелочной характерны редкометальная минерализация, олово, а также камерные пегматиты, флюорит. Для пород кировоградско-житомирского комплекса, отличающихся относительным накоплением натрия, характерен качественно иной профиль редкометальной минерализации, развитие пегматитов.

Для гранитоидов подольского комплекса, отличающихся незначительным превышением калия над натрием и высоким содержанием

Таблица 2

**Распределение аномальных концентраций элементов  
в пределах северо-западной и центральной части Украинского щита**

Металлогенические области, зоны	Группы элементов и количество геохимических аномалий каждой группы						
	Цветные	Редкие	Редкие земли	Рассеянные	Чуждые	Щелочные	Благородные
Волынская металлогеническая область	474	319	222	178	140	70	13
Подольская металлогеническая область	175	53	56	112	67	6	2
Белоцерковско-Одесская металлогеническая зона	377	154	68	121	68	8	29
Кировоградская металлогеническая область	184	136	201	123	1	26	5
Всего	1210	662	547	534	276	110	49

магния, свойственна редкоземельная, молибденовая минерализация.

Породы осницкого комплекса потенциально рудоносны на Sn, W, Mo, Ni, Co, полиметаллы, возможно развитие наложенного редкометального оруденения.

Близкие закономерности определились и при анализе распределения геохимических аномалий различных элементов (за аномальные принимались значения  $10^{\lg \bar{x} + 2S \lg}$ ,  $10^{\lg \bar{x} + S \lg}$ ).

Наибольшее количество аномалий (табл. 2) представлено цветными металлами Pb, Cu, Zn, Ni и Co, с ними нередко ассоциируют аномалии черных металлов (Cr, V). Это отражает общую обогащенность элементами указанных групп (особенно Ni, Co, Cr, V) пород раннегеосинклинальных вулканогенно-терригенных формаций начальных этапов развития щита. Последующие метаморфические и ультраметаморфические образования унаследовали эту особенность. Подобные данные были получены Б. А. Горлицким [2] для метаморфизованных осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Медь, свинец и цинк имеют сквозное развитие от древних к молодым

формациям, однако максимальные их концентрации, особенно цинка и свинца, характерны для более поздних верхнепротерозойских образований.

Значительное количество аномалий представлено редкими металлами: Sn, Be, Nb, W, Mo, Zr. Основное их развитие, особенно для Sn, Be, Nb, W, происходит в этапы активизации щита (средний — верхний протерозой) в связи со становлением формаций рапакиви и гранитоидной щелочной и широким проявлением метасоматических процессов. В этот же этап возникают аномалии редких щелочей (Li, Rb, Cs). Обращает на себя внимание повсеместное широкое распространение аномальных содержаний редких земель. Это связано с общим накоплением этих элементов в большинстве докембрийских образований щита.

В коре выветривания пород количество аномалий обычно увеличивается, что связано с процессами вторичного естественного обогащения рудными элементами. Учитывая широкое распространение коры выветривания в условиях Украинского щита, ее можно рассматривать в качестве основного объекта опробования при проведении глубинных геохимических поисков.

Таким образом, устанавливается сложный характер ассоциаций элементов, образующих аномальные концентрации в разновозрастных и разнотипных образованиях. Так, типичны ассоциации халькофильных, сидерофильных и редких элементов, приуроченных к геологическим формациям различных этапов формирования щита (от раннегеосинклинальных до платформенных). Это объясняется сложной историей становления докембрийских образований, связанного с интенсивным метаморфическим и ультраметаморфическим преобразованием ранних геологических формаций, широким развитием наложенных метасоматических процессов. Вместе с тем проявляется общая тенденция качественного изменения аномальных ассоциаций от древних к молодым образованиям в сторону обогащения литофильными элементами, прежде всего, редкими и рассеянными. Значительное, почти повсеместное влияние на характер и распространение наблюдаемых аномальных концентраций оказали процессы тектоно-магматической активизации платформенных сооружений в среднем — верхнем протерозое, сопровождающиеся широким развитием метасоматоза. В этот период возникает основное количество геохимических аномалий редких элементов (особенно Sn, Be, Nb, Li), а также фтора, свинца, цинка. Нередко они приурочены к более древним породам (наложенные процессы).

Максимальное количество наиболее контрастных аномалий редких элементов сосредоточено на площадях развития пород формаций рапакиви и гранитоидной щелочной. Отчетливо наблюдается также концентрация таких аномалий в более древних породах «рамы» в ореолах влияния образований указанных формаций (например, вокруг Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов).

Большинство аномальных концентраций развивается в пределах зон тектонических нарушений, а также в краевых частях гранито-

идных массивов, зонах контактов пород (особенно основных и кислых), сложных трещинно-складчатых дислокациях.

Особенно четко геохимические аномалии фиксируют зоны глубинных разломов, что является чрезвычайно важным поисковым признаком. При этом выделяются разломы, к которым приурочены аномалии элементов, свойственных для продуктов гранитоидно-щелочной формации (F, Be, Sn, Li, Rb).

На рудном поле, связанном с метасоматическими образованиями (щелочные метасоматиты и грейзены) гранитоидной щелочной формации позднего протерозоя, было проведено площадное картирование первичных ореолов. В результате были получены дифференцированные геохимические поля различных элементов: Be, Nb, Sn, TR, Zr, Th, Li, Zn, Pb, Cu, в том числе имеющие аномальные значения.

Выявились определенные закономерности в распределении отдельных элементов. Так, обнаружилась четкая приуроченность аномалий Nb, Be к полю развития апогранитов, при этом наиболее обширные аномалии ниобия оконтурили площадь распространения апогранитов, в пределах этой площади аномалии бериллия отразили участки наиболее интенсивного метасоматоза с развитием локальных метасоматитов. Аномалии олова выявили участки преимущественной альбитизации, а также грейзенизации. Ореолы редких земель и циркония совпадают с снитовым массивом и фиксируют зоны ощелачивания и флюоритизации. Полученные данные позволили определить круг элементов, представляющих поисковый интерес и локализовать площади их поисков.

Впоследствии изучались геохимические ореолы в вертикальных разрезах и выяснилась их зональность.

Минерализованные метасоматиты слагают крутопадающие тела северо-восточного простирания как выходящие на дневную поверхность, так и слепые. Вокруг тел метасоматитов формируются ореолы, прослеживающиеся до 200 м выше них. Наиболее широкие и протяженные ореолы образуют F, Li, Ga, Th, Pb, Zn, Cu, Sn, Be.

Установлены следующие основные закономерности состава и строения ореолов. Характерно общее накопление большой группы элементов (Be, Sn, Pb, Zn, Nb, Cu, Zr, TR, Mo, Th, W, Li, Ga, Rb, Cs, Ni, Co, V) во вмещающих оруденение апогранитах, при этом значительно возрастает дисперсия содержаний элементов. Эти общие закономерности являются надежными геохимическими критериями выявления рудоносных площадей.

Проведенный корреляционный анализ (множественная корреляция) показал, что наибольшие коэффициенты корреляции характерны для Be, Pb, Zn, Cu, Sn, Li. Данные элементы тесно связаны в рудообразующем процессе и являются наиболее информативными индикаторами рудоносных зон.

Намечается следующий общий ряд зональности элементов (от надрудных к подрудным зонам): F — Ga — Cu — Zn — Li — Sn —

— Be — Nb — V — Zr — Pb — Mo — W. Этот ряд нередко нарушается в конкретных обстановках в связи со структурными и литологическими особенностями рудоносных площадей, стадийностью метасоматических процессов, зональностью метасоматической колоники и др.

Проявляется тенденция общего преобладающего накопления элементов в подрудных горизонтах, однако для большинства элементов дисперсия содержаний в надрудных зонах значительно возрастает. При сравнении содержаний каждого из элементов к сумме их концентраций, а также по отношению к отдельным элементам, эта тенденция усиливается. Это можно объяснить более значительной относительной концентрацией и некоторых элементов (Zn, Sn и др.) в рудных телах, что оказывает влияние на общее изменение суммы элементов в ореолах.

Приведенные особенности указывают на преимущественно вертикальное направление движения рудоносных растворов, обеднение их после прохождения основной зоны концентрации рудных компонентов (рудные тела), и наоборот, относительную обогащенность «хвостов» потока рудообразующих растворов.

По обе стороны от рудного тела, особенно в надрудных горизонтах, намечаются зоны (примерно в симметричных интервалах 5—15 м от рудного тела), для которых относительное накопление элементов падает. Оно возрастает вновь в более удаленных (15—30 м) и в непосредственно примыкающих к рудному телу зонах (0—5 м). При этом происходит изменение поведения некоторых элементов. Так, например, Mo, Be, Li в интервале 0—5 м ведут себя как «надрудные» элементы, а в интервале 5—30 м — как «подрудные».

Вышеуказанные данные позволяют полагать, что формирование ореолов происходило сложным путем, под влиянием противоположных тенденций: рассеяния элементов и их концентраций в благоприятных участках. На фоне общего восходящего потока рудоносных растворов происходила концентрация рудных элементов в локальных объемах (центрах концентрации), сопровождающаяся «отсасыванием» рудных компонентов из окружающей среды. Последующие волны растворов могли нивелировать этот эффект, что в ряде случаев имело место.

Необходимо учитывать стадийность метасоматических и рудообразующих процессов. Площадные автометасоматические процессы I этапа привели к общему равномерному обогащению апогранитов рядом элементов, прежде всего Nb, Sn, Zr, TR. В результате наложенных метасоматических процессов II этапа, с которыми связано формирование локальных рудоносных метасоматитов, указанные элементы вовлекались в активное перераспределение, что находит свое выражение в указанных особенностях распределения элементов вблизи рудных тел.

В заключение следует отметить некоторые главные особенности развития первичных ореолов среди докембрийских метаморфических комплексов.

Во-первых, обращает на себя внимание большое количество элементов (нередко 15—20), образующих аномальные концентрации, их разнообразие и сложные сочетания. Это связано с широким развитием метаморфических и метасоматических процессов, вызвавших рудообразование, сопровождающихся мобилизацией из вмещающих пород разнообразных элементов. Примечательно, что метасоматические процессы наиболее активно и продуктивно проявляются в контактных зонах кислых и основных пород (реакции кислотно-основного взаимодействия). Такая обстановка усугубляет разнообразность ассоциаций. Так, нередки, например, сочетания аномальных концентраций Be, Sn, Zr, TR, Pb, Zn, Cu, Mo, Co, Ni, V.

Во-вторых, зональность ореолов осложнена, нередко затухает в результате особых условий развития процессов рудообразования в докембрии: их длительности (нередко сотни млн. лет), многоэтапности и многостадийности; охвата рудообразующей системой огромных масс вмещающих пород; значительным влиянием анизотропии среды, определяющим сложный характер миграции элементов; высокими давлениями и температурами.

Таким образом, развитие первичных ореолов докембрийских рудоносных образований происходит в условиях решающего влияния вмещающей среды. Здесь подчиненное значение имеет рудотложение инфильтрационными гидротермальными потоками, как это характерно для низкотемпературных гидротермальных месторождений фанерозойских формаций.

Главными критериями оценки первичных геохимических ореолов являются: благоприятная геологическая позиция аномалий; дифференцированность геохимических полей; зональность первичных ореолов. Площадное и объемное изучение первичных ореолов по обнажениям и керну скважин должно сопровождаться комплексом минералого-геохимических исследований для выяснения геохимической и металлогенической характеристики пород, что чрезвычайно важно для решения вопросов их петрогенезиса и рудоносности. При этом важно производить определения K, Na, F, Li, Rb, Cs, являющихся чуткими индикаторами наиболее продуктивных рудоносных образований, связанных с процессами активизации платформенных сооружений Украинского щита.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко С. Т., Галецкий Л. С., Мицкевич Б. Ф., Состояние и задачи геохимических исследований на Украине.— Геологический журнал, 1971, 31, вып. 1.
2. Горлицкий Б. А., Распределение малых элементов и проблемы металлогении осадочно-вулканогенных формаций докембрия Украинского щита, К., «Наукова думка», 1970.
3. Ляхович В. В., Овчинников Л. Н., Некоторые черты геохимии гранитоидов и их рудоносность.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов, Иркутск, 1970.
4. Овчинников Л. Н., Григорян С. В., Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений, Иркутск, 1970.

PECULIARITIES OF PRIMARY GEOCHEMICAL STUDY  
OF HALOES OF PRECAMBRIAN  
UKRAINIAN SHIELD FORMATION

S u m m a r y

Primary haloes of Precambrian formations are considerably complicated in their composition and structure. Their development is highly influenced by the environment in which they are contained, by the nature of metamorphism and by deposited metasomatic processes. The perspective of the primary haloes is determined by the favourable geological position, by differentiation of geochemical fields and zones of haloes.

ТОЛСТОЙ М. И., проф., ОСТАФИЙЧУК И. М., ст. науч. сотр.  
Киевский университет

ЛИНЕЙНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ  
ОКИСЛОВ В ГРАНИТОИДАХ УКРАИНСКОГО ШИТА

Одной из важных задач геохимии является исследование связей между концентрациями петрогенных компонентов в геологических объектах и, в частности, в горных породах различного генезиса. Неоднократно высказывались предположения, что характер распределения, а также сила и форма связи основных породообразующих компонентов не случайны, а предопределяются особенностями и условиями формирования горных пород.

Эти вопросы сформулированы более 20 лет назад, дважды обобщались А. Б. Вистелиусом и освещены во многих работах. Особое место занимают среди них исследования В. В. Грузы, который, изучая характер парных связей породообразующих элементов в девонских кислых эффузивах и гранитах Алтае-Саянской области, выделил среди них устойчивые группы и предположил их генетический характер, отражающий связи компонентов в исходных расплавах. К ним относятся:

1) пары элементов, характеризующиеся резко отрицательными (антагонистическими) связями (Si и Ti, Si и Al, Si и  $Fe^{3+}$ , Si и Mg, Si и Na, Na и K);

2) ассоциирующие группы — пары элементов, характеризующиеся положительными связями (Ti и  $Fe^{2+}$ , Ti и Mn, Ti и Mg,  $Fe^{2+}$  и Mn,  $Fe^{2+}$  и Ca, Mn и Mg);

3) пары элементов, связь между которыми не обнаруживается (Al и  $Fe^{2+}$ , Mn и Ca;  $Fe^{2+}$  и Na; Mg и Na;  $Fe^{3+}$  и  $Fe^{2+}$ ;  $Fe^{3+}$  и Ca, Mg; K и Mg, Mn, Ca; Ca и K).

Характер выделенных связей полностью согласуется с современными представлениями о строении силикатных расплавов и свидетельствует о гетерогенности рассматриваемых систем, резком

антагонизме кремния по отношению почти ко всем элементам, «естественной тенденцией магмы к расслоению» [1]. Сходные данные были получены также Т. А. Рокачук [4] при исследовании корреляционных зависимостей порообразующих окислов в палеозойских и мезозойских гранитах Забайкалья.

Представляется интересным в связи с этим рассмотреть корреляционные взаимоотношения петрогенных окислов в гранитоидных комплексах Украинского щита, учитывая особенности их становления.

В настоящее время не вызывает сомнения то, что основная масса пород гранитоидного состава, ассоциирующих с глубокометаморфизованными породами архея и нижнего протерозоя, возникла на месте суперкрупных толщ в результате замещения последних и представляет собой автохтонные образования, часто отчетливо сохраняющие особенности вещественного состава и элементы тектонической структуры замещенного субстрата.

На площади развития суперкрупных пород побужского комплекса очень широко распространены гранатодержащие гранитовидные породы, иногда с силлиманитом и кордиеритом, известные под названием чудново-бердичевские граниты. Н. П. Щербак, Е. М. Лазыко и др. рассматривают их как продукты переработки пироксен-плагноклазовых гнейсов. В силу палингенно-метасоматического генезиса пост- и позднемагматический щелочной метасоматоз проявляется в них достаточно слабо. Основная роль в их формировании, по мнению Е. М. Лазыко и др. [2, 6], принадлежит процессам перекристаллизации.

Меланократовая разновидность этих пород («шепетовские гранодиориты») занимают ту же геологическую позицию, что и типичные чудново-бердичевские граниты. Большая их меланократовость определяется составом исходных суперкрупных толщ. Существует также мнение о более позднем возрасте этих гранодиоритов (Н. П. Щербак), основывающееся на внешнем сходстве их минералогического-петрографического черт с боковянскими гранитами, обычно относимыми к кировоградско-житомирскому комплексу.

Гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса чрезвычайно широко распространены на территории Украинского щита, составляя вместе с породами гнейсовой серии основу докембрийского кристаллического фундамента. Не обособленные какими-либо территориальными границами, эти породы образуют многочисленные массивы, разбросанные практически по всей площади УЩ и представлены большим количеством разновидностей, очень пестрых по своему составу, известных под названием кировоградских, житомирских, коростышевских, уманских и др. Размеры гранитоидных тел при относительной простоте их строения значительные. Наравне с широким развитием автохтонных плутонов, в значительном количестве образуются аллохтоны. Однако сколько-нибудь существенная магматическая дифференциация отсутствует, следовательно, отсутствует и фазность в становлении интрузий.

## Минералогический состав гранитов Украинского щита

Граниты	Минералы, об.% (среднее по 5 шлифам)					
	Кварц	Плагио- клас	Микро- клин	Биотит	Роговая обманка	Аксесо- рин
<b>Чудново-бердичевский комплекс</b>						
Бердичевский гранит	30,8	29,1	17,8	1,60		6,3 (гранат, кордирит)
Шепетовский гранит	26,9	41,2	16,8	14,2		0,9
<b>Кировоградско-житомирский комплекс</b>						
Кировоградский гранит	18,5	43,0	27,0	9,0		2,5
Уманский гранит	27,5	34,0	31	5,5		0,9
Житомирский гранит	24,8	40	25,5	9,5		0,34
Коростышевский гранит	36,9	19,3	31,1	12 (+ мусковит)		0,7
<b>Коростенский комплекс</b>						
Рапаквивидный гранит	34,7	7,5	52,8	1,2	2,0	1,7
Гранит — рапакиви	23,3	18,2	56,5	0,02	1,4	0,48
Лезниковский гранит	37,3	3,3	58,7	0,24		0,45

Таблица 2

## Средние содержания и дисперсии основных породообразующих окислов в докембрийских гранитоидах Украинского щита

Окислы	Граниты									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO <sub>2</sub>	$\bar{x}$	65,4	63,6	70,0	71,63	67,90	69,17	74,2	71,8	74,24
	$\sigma$	1,27	1,35	2,30	1,91	1,58	1,95	2,10	2,11	2,21
TiO <sub>2</sub>	$\bar{x}$	0,50	0,29	0,31	0,24	0,40	0,45	0,15	0,13	0,20
	$\sigma$	0,22	0,211	0,11	0,14	0,19	0,16	0,14	0,20	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\bar{x}$	15,4	16,7	14,58	13,59	16,0	14,7	12,8	12,47	12,46
	$\sigma$	0,93	1,39	1,24	0,60	1,15	0,97	1,40	2,33	0,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\bar{x}$	0,91	1,68	0,78	0,88	0,82	0,95	0,99	0,86	1,12
	$\sigma$	0,62	0,18	0,58	0,59	0,46	0,63	0,73	0,48	0,40

Окислы		Граниты								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
FeO	$\bar{x}$	4,6	3,23	2,32	1,86	2,52	2,56	1,29	2,26	1,67
	$\sigma$	0,9	0,08	0,67	0,59	0,59	0,78	0,90	1,26	0,62
MnO	$\bar{x}$	0,05	0,04	0,04	0,03	0,06	0,06	0,02	0,031	0,026
	$\sigma$	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,14	0,01	0,019	0,027
MgO	$\bar{x}$	2,23	1,98	0,93	0,82	0,94	1,02	0,16	0,26	0,40
	$\sigma$	0,3	0,60	0,29	0,39	0,36	0,32	0,17	0,23	0,37
CaO	$\bar{x}$	2,19	3,51	1,56	1,84	2,03	1,65	0,72	1,26	0,95
	$\sigma$	0,26	0,27	0,48	0,50	0,51	0,64	0,48	0,60	0,52
Na <sub>2</sub> O	$\bar{x}$	3,25	3,76	3,17	3,25	3,50	3,29	3,15	3,51	3,44
	$\sigma$	0,28	0,35	0,53	0,46	0,44	0,84	0,32	0,72	0,31
K <sub>2</sub> O	$\bar{x}$	3,56	3,91	5,34	4,58	4,75	4,42	5,22	5,20	4,98
	$\sigma$	1,26	0,31	1,10	0,45	0,73	0,70	0,91	0,96	0,40

Примечания. 1 — бердичевский гранит; 2 — шепетовский гранодиорит; 3 — кировоградский гранит; 4 — уманский гранит; 5 — житомирский гранит; 6 — коростышевский гранит; 7 — коростенский гранит; 8 — малинский гранит; 9 — лезниковский гранит.

При большой пестроте относимых к кировоградско-житомирскому комплексу пород и недостатке прямых геологических данных, главными критериями объединения их в один комплекс являлись структурно-тектонические и, в меньшем объеме, минералого-петрографические и петрохимические особенности (табл. 1, 2). Не исключено поэтому, что само понятие кировоградско-житомирского комплекса в современном его объеме является сборным, объединяющим генетически (а иногда и по возрасту) разнородные образования. Но объединяемые в комплексе гранитоиды обладают рядом общих черт. Все массивы этих гранитов приурочены к ядерным частям антиклинориев ингуло-ингулецкой серии. Общий структурный план складчатости — субмеридиональный, рассматриваемые массивы обычно представляют конформные и конкордантные тела. Повсеместно отмечается тесная связь процессов метаморфизма с рассматриваемыми гранитами, образование вокруг их тел полей метасоматитов,

мигматитов и инъекционных гнейсов. Установлено также широкое развитие процессов регионального калиевого метасоматоза, наложенного на эти породы, что привело к образованию калишпатовых порфиробластов в некоторых их разновидностях. При всем разнообразии среди гранитоидов, относимых к кировоградско-житомирскому комплексу, выделяют: а) крупно- и среднезернистые резкопорфировидные породы, б) среднезернистые более или менее равномернозернистые породы. Среди первых нами охарактеризованы собственно кировоградские и коростышевские граниты. Типичным представителем второй группы является житомирский тип гранитов, а опробованные уманские граниты — промежуточные между первой и второй группой.

Интрузивы коростенского комплекса, становление которых произошло в условиях более сложно построенной континентальной коры, в субплатформенных условиях проявляют типично магматогенный характер. Строение плутонов характеризуется значительной сложностью и многофазностью, проявляется существенная дифференциация магм, следовательно, и широкая гамма пород.

Коростенские граниты, как считает Соболев В. С. [5], образовались в две фазы; к ранней относят амфибол-биотитовые рапакивидные граниты и рапакиви, а к более поздней — биотитовые граниты. Лейкократовые лезниковские граниты хотя и относятся всеми исследователями к коростенскому комплексу, стоят особняком. Существуют мнения о них, как об образовании заключительной стадии формирования Коростенского плутона, трещинном плутоне отслаивания, метасоматическом образовании и др.

Минералогический состав названных разновидностей гранитов оценки средних содержаний и дисперсий порообразующих окислов в них приведен в табл. 1, 2.

Для выявления сил связи между элементами применен метод линейного корреляционного анализа. При этом рассчитывались общие (парные) коэффициенты корреляции  $r$  и коэффициенты множественной корреляции  $R$ , оценивающие связь между группами элементов и отдельными элементами и всеми остальными элементами. Вычислены также средние значения и дисперсии всех окислов по выборкам. Определение всех указанных статистик проведено на машине «Минск-22» в ВЦ Института геофизики АН УССР по программам, составленным группой математических методов проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород Киевского университета.

В табл. 3, 4 приведены коэффициенты корреляции, оценивающие силу связи между порообразующими элементами.

При рассмотрении характера парных корреляционных связей между порообразующими окислами исследуемых гранитов прежде всего отмечается малое количество значимых коэффициентов корреляции по сравнению с выделенными В. В. Грузой (табл. 3). То есть в целом для порообразующих окислов в гранитоидах УЩ не характерны сильные корреляционные связи. Это особенно

Таблица 3

Общие (парные) коэффициенты корреляции породообразующих окислов в гранитоидах Украинского щита

Компоненты	Комплексы									
	Чудново-бердичевский		Кировоградско-житомирский				Коростенский			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO <sub>2</sub>	TiO	0,05	0,39	-0,44	-0,79	-0,55	-0,49	-0,57	-0,52	-0,65
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,68	-0,74	-0,70	-0,26	-0,54	-0,47	-0,25	-0,73	-0,94
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,40	-0,33	-0,24	-0,82	-0,43	-0,30	0,13	-0,51	0,17
	FeO	0,09	0,11	-0,31	-0,74	-0,31	-0,76	-0,75	-0,80	-0,62
	MnO	-0,17	0,39	0,0	-0,55	-0,57	0,01	-0,08	-0,16	-0,43
	MgO	-0,06	0,42	-0,15	-0,81	-0,28	-0,71	-0,22	-0,31	0,13
	CaO	-0,28	-0,23	-0,47	-0,75	-0,75	-0,46	-0,33	-0,92	0,07
	Na <sub>2</sub> O	0,11	-0,89	0,02	-0,12	-0,23	0,01	-0,24	0,30	-0,16
	K <sub>2</sub> O	-0,29	-0,01	-0,09	0,26	-0,24	0,34	-0,45	-0,73	-0,68
TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	-0,86	0,46	0,34	0,29	0,02	0,52	0,78	0,63
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,10	0,33	-0,02	0,61	-0,44	0,17	-0,40	-0,42	0,31
	FeO	0,36	0,69	0,65	0,68	0,68	0,66	0,83	0,69	0,58
	MnO	0,55	0,95	0,01	0,68	0,38	0,26	0,61	0,53	0,44
	MgO	0,36	0,91	0,25	0,79	0,17	0,33	0,40	0,65	0,64
	CaO	0,21	0,07	0,32	0,56	0,43	0,12	0,45	0,31	0,20
	Na <sub>2</sub> O	-0,30	-0,46	0,00	-0,34	0,18	-0,22	-0,18	-0,17	0,08
	K <sub>2</sub> O	-0,26	-0,24	-0,29	-0,27	-0,23	-0,11	0,13	-0,07	0,21
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37	0,09	-0,04	0,0	-0,42	-0,23	-0,26	-0,26
FeO		-0,44	-0,64	0,22	0,21	0,12	0,09	0,38	0,56	0,61
MnO		-0,12	-0,89	-0,22	0,01	0,30	-0,07	-0,02	-0,28	0,31
MgO		-0,06	-0,70	0,02	0,17	0,39	0,03	-0,02	-0,80	0,47
CaO		0,34	-0,21	0,55	0,33	0,25	0,47	-0,06	0,71	0,05

Компоненты		Комплексы								
		Чудново-бердичевский		Кировоградско-житомирский				Коростенский		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	-0,44	0,68	-0,09	-0,08	0,07	0,24	-0,23	0,27	0,02
	K <sub>2</sub> O	0,55	0,12	-0,04	0,16	0,26	-0,17	-0,16	0,12	0,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	-0,35	0,08	-0,20	0,37	-0,15	0,12	-0,43	-0,11	0,22
	MnO	0,18	0,30	0,51	0,57	0,33	0,05	-0,29	-0,02	0,21
	MgO	-0,34	0,26	0,21	0,53	0,08	0,33	-0,44	-0,02	-0,12
	CaO	-0,40	-0,54	0,20	0,51	0,24	0,07	0,23	0,27	0,25
	Na <sub>2</sub> O	-0,16	0	0,21	0,20	0,33	0,19	-0,06	0,16	0,19
	K <sub>2</sub> O	0,42	-0,48	-0,40	0,08	-0,22	-0,31	-0,09	-0,42	0,57
FeO	MnO	0,57	0,70	0,17	0,48	0,28	0,01	0,59	0,52	0,52
	MgO	0,35	0,57	0,26	0,74	0,19	0,64	0,29	0,06	0,45
	CaO	-0,04	0,36	0,09	0,48	0,16	0,06	0,20	0,72	-0,33
	Na <sub>2</sub> O	0,07	-0,15	-0,08	-0,23	-0,14	-0,29	-0,16	0,08	-0,42
	K <sub>2</sub> O	-0,41	0,05	-0,11	-0,59	0,20	-0,53	0,63	-0,20	0,58
MnO	MgO	0,33	0,94	0,47	0,48	0,03	0,06	0,15	0,52	0,53
	CaO	-0,03	0,16	0,02	0,39	0,28	0,28	0,12	0,06	0,23
	Na <sub>2</sub> O	-0,04	-0,50	0,30	-0,18	0,19	0,20	0,37	0,20	0,12
	K <sub>2</sub> O	-0,26	-0,35	-0,27	-0,21	0,21	0,24	0,26	-0,61	0,39
MgO	CaO	0,53	0,13	0,59	0,66	0,28	0,12	-0,53	0,41	0,05
	Na <sub>2</sub> O	-0,06	-0,56	0,08	-0,15	0,09	-0,07	-0,22	-0,35	-0,36
	K <sub>2</sub> O	-0,29	-0,43	-0,043	-0,36	-0,35	-0,46	0,52	-0,03	0,13
CaO	Na <sub>2</sub> O	-0,16	0,42	0,12	0,25	0,19	0,13	-0,46	-0,44	0,02
	K <sub>2</sub> O	0,00	0,21	-0,46	-0,17	-0,27	-0,26	-0,17	0,09	-0,70
Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	-0,06	0,28	-0,35	0,12	0,02	0,18	0,06	-0,70	0,18

Примечание. Чудново-бердичевский комплекс: 1 — бердичевский гранит, 2 — шепетовский гранит; кировоградско-житомирский, комплекс: 3 — кировоградский, 4 — уманский, 5 — житомирский, 6 — коростышевский гранит; коростенский комплекс: 7 — рапаквивидный гранит, 8 — рапакиви, 9 — лезниковский гранит.

Коэффициенты множественной корреляции и параметры уравнений регрессии некоторых групп петрогенных окислов для гранитов Украинского щита

Окислы	Тип гранитов	$\alpha_0$	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	R <sub>MH</sub>	1,96 $\sigma_{np}$
TiO <sub>2</sub>	1	-0,033	-0,005	0,117				0,61	0,42
	2	0,041	0,026	0,11				0,64	0,18
	3	-0,055	0,092	0,12				0,83	0,17
	4	0,131	-0,0026	0,11				0,36	0,36
	5	0,11	-0,0014	0,13				0,63	0,25
	6	0,0063	0,062	0,10				0,60	0,38
MgO	1	1,82	-0,178	0,121	0,20			0,92	0,48
	2	0,48	0,038	0,089	4,54			0,58	0,49
	3	0,024	0,156	0,326	-0,213			0,81	0,51
	4	0,71	0,0077	0,11	-0,60			0,21	0,73
	5	0,25	0,12	0,26	-0,16			0,70	0,48
	6	0,024	0,16	0,36	-0,21			0,81	0,51
SiO <sub>2</sub>	1	-63,47	-0,204	0,906	-0,006	1,00	-1,86	0,676	2,15
	2	75,23	-0,21	-1,21	-8,43	-3,20	3,36	0,62	3,91
	3	77,12	-1,5	-1,13	8,17	-1,14	-0,31	0,99	0,65
	4	74,24	0,014	-0,33	-14,2	-2,13	-0,31	0,88	1,55
	5	76,6	-0,42	-1,59	-1,07	-0,95	-1,33	0,87	1,98
	6		-0,70	-1,50	1,21	-2,57	0,37	0,59	1,50
		$\alpha_0$	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	R <sub>MH</sub>	1,96 $\sigma_{np}$		
SiO <sub>2</sub>	1	62,88	0,241	1,196	-0,524	0,60	2,20		
	2	83,04	-3,37	-0,59	-1,10	0,63	3,70		
	3	75,73	-3,43	0,27	0,29	0,84	2,30		

Окислы	Тип гранитов	$\alpha_0$	$Fe_2O_3$	FeO	MnO	CaO	MgO	$R_{MN}$	1,96 $\sigma_{гр}$
SiO <sub>2</sub>	4	72,46	-2,28	-0,25	0,20	0,82	1,85		
	5	63,2	-0,24	-0,12	1,52	0,57	3,25		
	6		-3,20	-0,15	-1,01	0,60	4,47		

Примечание. 1 — бердичевский гранит, 2 — кировоградский гранит, 3 — уманский гранит, 4 — житомирский гранит, 5 — коростышевский гранит, 6 — коростенский гранит.

относится к гранитоидам метаморфогенного генезиса, к автохтонным образованиям чудново-бердичевских и кировоградско-житомирских гранитов.

Не выделяются также сквозные сильные корреляционные связи, свойственные всем гранитоидам УЩ. Можно отметить в значительной степени индивидуализированный характер выделяемых значимых парных корреляционных связей. Последнее хорошо заметно по количеству и характеру антагонистических связей: для гранитоидов чудново-бердичевского комплекса — это SiO<sub>2</sub> — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> — Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, кировоградско-житомирского — SiO<sub>2</sub> — TiO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub> — CaO, коростенских — SiO<sub>2</sub> — TiO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub> — FeO, SiO<sub>2</sub> — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (приведенные связи упорядочены по значению коэффициента). Можно предположить, что характер такой доминантной связи отражает условия становления гранитоидов комплекса: для бердичевских гранитов — гранитизацию гнейсовых толщ, образование типичных силлиманитовых, кордиеритовых разностей, для коростенских — несомненную ассоциацию с основными породами.

Внутри комплексов для отдельных фациальных разновидностей пород такая тенденция проявляется еще более четко. Например, шепетовские гранодиориты, которые некоторыми исследователями рассматриваются как перемещенная разность бердичевских гранитов, обладают всеми характерными свойствами комплекса в целом, но имеют и ряд только им присущих связей: антагонистических — SiO<sub>2</sub> — Na<sub>2</sub>O ( $r = -0,89$ ), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — TiO<sub>2</sub> ( $-0,86$ ), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — MgO ( $r = -0,89$ ), MgO — Na<sub>2</sub>O ( $r = -0,56$ ) и ассоциирующих — TiO<sub>2</sub> — MgO ( $r = 0,91$ ), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — Na<sub>2</sub>O ( $0,68$ ), MnO — MgO ( $r = 0,94$ ), т. е. наблюдается усиление контрастности связей.

Для гранитов кировоградско-житомирского комплекса подобные особенности свойственны уманским гранитам. Здесь четко фиксируются сильные антагонистические связи — SiO<sub>2</sub> — Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> — FeO, SiO<sub>2</sub> — MgO, FeO — K<sub>2</sub>O и ассоциирующие — Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — MgO, MgO — CaO, MnO — MgO.

В целом для комплекса хорошо проявлены сильные антагонистические связи SiO<sub>2</sub> — TiO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub> — CaO, более слабая SiO<sub>2</sub> — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,

ассоциирующая  $TiO_2 - FeO$ . Характерным для всех разновидностей гранитов комплекса является то, что глинозем здесь не образует значимых корреляционных связей (кроме  $SiO_2 - Al_2O_3$ ).

Массивы гранитов житомирского типа хоть и несут структурно-минералогические черты аллохтонных образований, становление которых проходило в зонах повышенной активности, не отличаются от собственно кировоградских по характеру связей породобразующих окислов. Коростенские резко порфиробластовые граниты близки по облику к кировоградским, однако по ряду петрографических и петрохимических признаков проявляют сходство с житомирскими гранитами, а по характеру сопряженности, силе связи породобразующих окислов — с уманскими. Это в первую очередь относится к усилению генетических корреляционных связей «антагонистических» компонентов — закисного железа с кремнеземом и калием, а также магнезии и кремнезема. Последнее является косвенным доказательством перемещенного типа обоих массивов.

В гранитах коростенского типа, типично магматогенных, общее число парных корреляционных связей и контрастность их увеличивается. Ведущими являются антагонистические связи  $SiO_2 - TiO_2$ ,  $SiO_2 - FeO$ .

Основными особенностями химизма магмы типичных рапакиви является необычайно высокая железистость и повышенная щелочность, особенно высокая концентрация калия, которая резко понижается к концу процесса кристаллизации. В связи с этим проявление сильных отрицательных корреляционных зависимостей  $FeO - SiO_2$ ,  $FeO - K_2O$ ,  $MnO - K_2O$ ,  $SiO_2 - K_2O$ , безусловно, в этих породах носит генетический характер. То же можно сказать и об отчетливо фиксируемой антагонистической связи  $Na_2O - K_2O$ , которая, вероятно, отражает процесс замещения калишпатом ксеннокристаллов плагиоклаза при формировании овоидов.

Для лезниковских гранитов характерен резкий антагонизм кремнезема со всеми окислами, в том числе и  $K_2O$ , кроме  $CaO$  и  $Na_2O$ , а также появление положительных корреляционных связей глинозема с закисным железом и  $K_2O$ , а последнего — с железом в обеих степенях окисления, а также  $MgO$  и  $MnO$ . Все эти связи существенно отличаются от типичных для кислых изверженных пород (по В. В. Грузе), что может служить дополнительным положительным доводом в пользу существенного значения наложенных постмагматических явлений в их образовании.

Приведенные особенности фиксируются также и значениями множественных коэффициентов корреляции ведущих групп петрогенных окислов (табл. 4). Для этих групп рассчитаны также параметры уравнений регрессии. Рассчитанные с помощью приведенных формул концентрации хорошо соответствуют фактическим.

Приведенные данные подтверждают тесную взаимозависимость титана и железа в гранитах коростенского комплекса и кировоградско-житомирских гранитах, особенно уманского типа. Связь магнезии с железом в двух степенях окисления и окисью марганца

наиболее сильно проявляется в бердичевских гранитах и коростенских. И снова контрастная дифференцированность состава очень четко проявляется и по множественным коэффициентам корреляции для уманских гранитов.

Таким образом, обобщая рассмотренный материал, необходимо подчеркнуть следующее.

1. Гранитоиды, отличающиеся слабой дифференцированностью состава, тесной связью с материнскими, подвергшимися палингенезу толщами (чудново-бердичевские), характеризуются в целом слабым проявлением корреляционных зависимостей между породообразующими окислами.

Для гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса, сформировавшихся в условиях примитивной материковой коры, характерны большие размеры магмообразования, существенно магматический генезис, интенсивный, неоднократно накладывавшийся поздне- и постмагматический щелочной (преимущественно калиевый) метасоматоз. Разнообразие пород проявляется в индивидуализированном характере антагонистических и ассоциирующих взаимоотношений элементов (для уманских и коростышевских гранитов). Характер корреляционных связей химических компонентов, оставаясь довольно примитивным в целом для автохтонных плутонов, существенно усложняется и качественно и по тесноте связи для гранитоидов аллохтонных образований (шепетовские, уманские), что может использоваться в качестве дополнительного фактора при выяснении их генетических особенностей.

2. При характеристике парных корреляционных связей между породообразующими окислами в гранитах существенно магматогенного типа прежде всего отмечается направленное увеличение общего количества значимых парных корреляционных связей (рапакиви коростенского комплекса, лезниковские граниты).

3. Заслуживает внимания также факт отсутствия значимых сильных корреляционных связей  $K_2O$  с другими петрогенными окислами в кировоградско-житомирских гранитах, подвергавшихся, по общему мнению, неоднократному во времени проявления и сильному калиевому метасоматозу. Это может служить дополнительным признаком наложения, привноса калия извне, а не перераспределения за счет внутреннего баланса пород, испытывавших метасоматоз, т. е. в данном случае распределение калия накладывалось независимо на распределения компонентов, определяющих вещество пород, не проявляя избирательности в отношении минералогического их состава.

4. Используя коэффициент корреляции, силу и форму связи геохимически интересных компонентов, можно получать более полную информацию для сопоставления геологических образований при изучении истории магматизма конкретных регионов, соотношения различных фаз и фаций магматизма и пр. Эта информация более эффективна, чем та, которую можно получить, используя отношения средних содержаний геохимических близких пар элементов. Усло-

вия эффективности его применения рассматривались детально Б. Я. Юфой, авторами [3]. Как было показано, многие связи породообразующих элементов обусловлены особенностями материнского субстрата или расплава и, как следствие этого, особенностями минерального состава пород (в случае, если рассматриваются связи элементов в кристаллических породах). Изучение связей породообразующих элементов может привести к нахождению новых объективных критериев отличия пород разных формаций, к решению целого ряда вопросов, связанных с физико-химическими условиями их формирования.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Груза В. В., Линейные парагенезисы главных породообразующих элементов девонских кислых эффузивов Алтае-Саянской складчатой области.— Сов. геология, 1964, № 12.

2. Лазько Е. М. и др., Геологические комплексы докембрия юго-западной части Украинского щита и принципы их выделения.— Сов. геология, 1970, № 6.

3. Остафийчук И. М., Жуков Н. Н., Сопоставление геологических объектов на основе многомерных распределений химических элементов.— Мат. по геологии, геохимии Украины, Казахстана и др., 1970, № 6, Изд-во КГУ.

4. Рокачук Т. А., Гранитоиды Центральной Бурятии (петрохимические особенности и термолюминесценция породообразующих минералов), Автореф. канд. дисс., К., 1972.

5. Соболев В. С., Петрология восточной части сложного Коростенско-плутона, Л., 1947.

6. Щербак Н. П., Геохронология докембрия и петрология гранитов западной части Украинского щита, Автореф. докт. дисс., К., 1970.

*M. I. Tolstoy, I. M. Ostafiytchuk*

#### THE LINEAR PARAGENESIS OF ROCKFORMING OXIDES IN GRANITOIDS OF THE UKRAINIAN SHIELD

#### Summary

It is shown on the investigation of bounds of the main rockforming oxides in granitoids of the Ukrainian Shield by methods of linear (pair) and multivariate correlating analysis that qualitative character and strength of bounds are determined completely by particularities of granitoid genesis and specificities of massives forming.

Н. А. БЕСПАЛЬКО, мл. науч. сотр.,  
Т. А. РОКАЧУК, канд. геол.-мин. наук, А. Ф. ПЕТРУСЬ, инж.,  
С. А. СВЕРДЛОВА, инж., Г. Я. ТЕРЕЦ, гл. инж.  
Институт геохимии и физики минералов АН УССР

#### СОСТАВ И СВОЙСТВА ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ КАК КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ

Полевые шпаты, являясь самыми распространенными минералами земной коры, должны отображать своими свойствами условия формирования геологических тел. Как минералы-спутники различ-

ных полезных ископаемых они могут использоваться для решения некоторых прикладных вопросов. Изучение калий-натровых полевых шпатов различных гранитов и метасоматитов северо-западной части УЩ дали обнадеживающие результаты. В этой части щита широким развитием пользуются граниты кировоградско-житомирского, осницкого и коростенского комплексов. Кроме того, известны массивы гранитов, принадлежность которых к тем или иным комплексам является спорной. Это массивы устиновского гранита по р. Перге, аляскитовые граниты Суцано-Пержанской зоны (Сырницкий и Львовковский) и некоторые другие.

Широко развиты также метасоматические образования, как рудные, так и безрудные, главная масса которых сосредоточена в пределах Суцано-Пержанской зоны.

Поскольку большая часть объема названных геологических тел сложена кали-натровыми полевыми шпатами, предпринята попытка изучения их особенностей. Исследовались оптические свойства калишпатов, структурные особенности, степень триклинности, распределение породообразующих и редких щелочей, элементы примеси и термолюминесценция.

**Оптические свойства калишпатов.** При микроскопических исследованиях калишпатов гранитов и метасоматитов устанавливаются следующие разновидности, по А. С. Марфунину (1962).

1. Максимальные решетчатые пертитовые, иногда слабо пертитовые микроклины. Характерны для гранитов кировоградско-житомирского и осницкого комплексов, а также для пегматитов этих гранитов, развитых по рр. Случь и Тетерев, и для метасоматитов альбититовой формации, развитых в окраинах с. Садки (Емильчинский район) и в с. Субботцы (Кировоградский район). Микроклины перечисленных пород обладают четкой крупной решеткой. Местами содержат редкие пертитовые вроски альбита, иногда обрастают последними по периферии, характеризуются большими углами оптических осей ( $80^\circ$ ) и максимальной рентгеновской триклинностью (1,0).

2. Максимальные нерешетчатые криптопертитовые микроклинпертиты, слагающие граниты коростенского комплекса и его производных. Нами изучались микроклин-пертиты коростенских, лезниковских, степановских гранитов Коростенского плутона, а также аляскитовых и устиновских гранитов Суцано-Пержанской зоны. Микроклин-пертиты с тонкими веретенновидными пертитами распада, а также с пертитами замещения различной формы и интенсивности. В них устанавливаются большие углы оптических осей  $86-88^\circ$  и высокая рентгеновская триклинность (0,93—1,0).

3. Максимальные нерешетчатые пертитовые и грубо-пертитовые микроклин-пертиты характерны для пержанских редкометальных апогранитов и для редкометальных полевошпатовых метасоматитов — пертозитов. Они характеризуются широкими ленточными пертитами (Беспалько, 1970). Угол оптических осей  $74-90^\circ$ , рентгеновская триклинность 0,88—0,91. Микроклин-пертиты сопровож-

даются незначительным количеством тонкорешетчатого микроклина поздней генерации, иногда амазонита.

4. Промежуточные нерешетчатые микроклин-пертиты развиты в щелочных породах Ястребецкого сиенитового массива Суцано-Пержанской зоны. Внешне это тонкопертитовые крупные зерна, образующие простые карлсбадские двойники. Участками они интенсивно альбитизированы. Характерны несколько пониженные углы оптических осей (+76°). Рентгеновская триклинность — 0,9.

5. Низкие нерешетчатые микроклин-пертиты слагают тела почти мономинеральных ноздреватых щелочных сиенит-порфиров (лестиваритов), содержащих большое количество флюорита или железной слюдки. Под микроскопом наблюдается тонкая веретенновидная структура простых двойников калишпата и отсутствие альбитизации. Рентгеновская триклинность 0,4—0,5.

6. Амазониты развиваются участками в пержанских апогранитах в самостоятельных амазонито-кварцевых жилах и участками среди пертозитов (Беспалько, 1968). Окрашены в яркий зеленовато-голубой (бирюзовый) цвет. Нерешетчатые, пертитовые. Угол оптических осей +78°, рентгеновская триклинность  $\Delta\rho = 1$ .

**Распределение щелочных элементов и элементов-примесей.** Выделение полевых шпатов проводилось гравитационным и флотационным методами. Флотация велась в кислой среде аминитропарафином. Изучение состава щелочных элементов калишпатов проводилось методом пламенной фотометрии на пламенном фотометре фирмы «Carl Zeiss Jena» с монохроматором УМ-2.

Содержание элементов-примесей определялось полуколичественным спектральным анализом. Средние содержания щелочных металлов и элементов-примесей приведены в табл. 1.

Изученные полевые шпаты характеризуются высокими, сравни-

Средние содержания щелочных и аксессуарных

Генетическая принадлежность полевых шпатов	Количество проб	Угол оптических осей 2V	Степень триклинности, $\Delta\rho$	Щелочные металлы, вес. %			K/Na	K/Rb
				K	Na	Rb		
Граниты коростенские	8			7,44	3,0	0,05	2,3	131
Граниты аляскинские Суцано-Пержанской зоны	5	86—88°	0,94	6,8	2,8	0,07	1,7	103
Апограниты пержанские	5	74—90°	0,91	7,7	2,4	0,14	2,2	42
Сиениты щелочные	3	78°	0,90	6,6	3,1	0,09	2,0	85
Сиенитовые пегматиты	3	76°	0,98	6,3	1,5	0,13	3,0	36
Сиенит-порфиры пористые (лестивариты)	3		0,50	10,0	1,7	0,16	30	44
Редкометалльные пертозиты	9	80°	0,88	7,1	2,0	0,16	1,7	40
Амазонит	1	78°	1,0	9,4	0,4	0,25	23,5	38
Альбит	2			0,46	10,2	0,6		

тельно близкими содержаниями калия (в среднем около 7%), и лишь в низком микроклине из сиенит-порфира и амазоните количество калия превышает 10%. Содержание натрия значительно варьирует и является довольно устойчивым для калишпатов определенных типов пород. Согласно анализам наиболее высокие содержания натрия характерны для калишпатов лезниковских гранитов и щелочных сиенитов (3,3—3,8%). В генетическом ряду: аляскинские граниты — пержанские апограниты — пертозиты наблюдается закономерное снижение содержания натрия, соответственно 2,8—2,4—2,0%, хотя при микроскопических исследованиях создается впечатление о более интенсивной альбитизации последних. Интересно отметить, что в этом же направлении происходит возрастание валового количества натрия на породу. Видимо, здесь происходит распад криптопертитов альбитовой фазы, сбрасывание избыточного альбита в виде новообразований. Калишпаты сиенитовых пегматитов и лестиваритов в целом отличаются еще более низкими содержаниями натрия (1,5—1,7%). На заключительных этапах метасоматического процесса образуются чистые калиевые микроклины и амазониты, а также обособленные прожилки мономинерального альбита, что обусловлено ограниченной смесимостью ортоклаза и альбита в условиях низких температур и давлений. Происходит почти полное разделение щелочей друг от друга. В зависимости от содержания натрия в структуре исследованных калишпатов находятся интенсивность термолюминесценции (см. ниже), объемы их элементарной ячейки, которые увеличиваются по мере снижения содержания натрия (рис. 1).

Определенные концентрации рубидия в изученных калишпатах, строго приурочены к генетическим типам пород и довольно устой-

Таблица 1

элементов в полевых шпатах

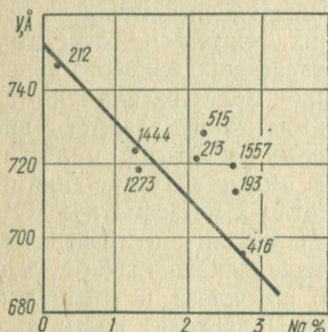
	Аксессуарные элементы, г/т														
	Ti	Mo	Zr	Nb	Cu	Pb	Ag	Zn	Sn	Ga	Be	La	Y	P	Ba
200	2	10	5	3	6		—	1	30	1	60	3	300	800	
200	1	10	10	10	8		—	1	40	2	60	3	250	250	
200	1	10	10	2	15	0,5	—	1,5	70	1,5	60	3	200	40	
100	2	10	6	5	2	0,5	—	1	80	5	50	3	300	30	
100	1	10	30	2	4	1	—	1	50	6	40	3	300	150	
100	1	20	15	3	3	1	—	4	60	1	50	5	200	100	
300	1	20	20												
100	5	10	—	3	20	1,7	70	6	70	18	47	2	200	<100	
80	1	10	10	1	80	—	—	—	80	8	60	1	200	<100	
				1	1	1	100	10	60	10	30	1	300	—	

чивы в пределах выделенных групп, что позволяет считать рубидий важным индикаторным признаком калишпатов. Наиболее низкие содержания рубидия (0,01%) установлены в микроклинах из кировоградско-житомирских гранитов и метасоматитов с. Субботцы, иногда они повышаются до 0,04% в пегматитах, а в метасоматитах с. Садки падают до 0,007%. Для этих образований характерны также высокие калий-рубидиевые отношения (450—700).

Калишпаты коростенских и лезниковских гранитов обогащены рубидием по сравнению с предыдущими. В них постоянно обнаруживается 0,05—0,08% рубидия. Наблюдается значительное понижение величины калий-рубидиевого отношения до 130 и ниже.

Последовательное повышение концентрации рубидия наблюдается в микроклин-пертитах аляскитовых гранитов, пержанских апогранитов и редкометальных пертозитов (0,07—0,14—0,16%). Амазониты также являются рубидийсодержащими. В них установлено 0,28% рубидия. В калишпатах сиенитов рубидий ведет себя избирательно. В щелочных разностях он присутствует в количестве 0,03—0,09%, накапливаясь в пегматитах и сиенит-

Рис. 1. Зависимость объема элементарной ячейки микроклинов от содержания натрия.



порфирах до 0,16%. Высокие концентрации рубидия являются главной индикаторной особенностью микроклин-пертитов редкометальных метасоматитов, что считается важным поисковым признаком этих пород. Существенное индикаторное значение имеют отношения калия к рубидию (Зинченко О. С., 1965) в полевых шпатах. Наблюдается снижение этих отношений до 30—40 в полевых шпатах редкометальных апогранитов и метасоматитов, что следует учитывать при проведении поисковых работ.

Среди элементов-примесей в изученных калишпатах наибольшим распространением пользуются: титан, молибден, цирконий, ниобий, медь, свинец, олово, галлий, бериллий, лантан, иттрий, фосфор, барий, средние содержания их приведены в табл. 1.

Наблюдается сравнительно инертное поведение титана, циркония, ванадия, редких земель, которые присутствуют во всех изученных пробах в близких концентрациях. Более подвижны ниобий, медь, свинец, олово, галлий, бериллий, изменяющие свою концентрацию в зависимости от генетической принадлежности полевых шпатов. Калишпаты апогранитов и пертозитов содержат в 3—6 раз больше ниобия по сравнению с калишпатами гранитов, что находится в прямой зависимости от присутствия в первых аксессуарных тантало-ниобатов. Концентрация меди повышается только в калишпатах щелочных сиенитов, в которых встречены сульфиды. Серебро фиксируется в полевых шпатах различных метасоматитов, а

цинк только в полевом шпате редкометалльных пертозитов, что является их существенным типоморфным признаком. Интересна приуроченность олова к полевым шпатам апогранитов, пертозитов и прожилковых альбититов, в которых встречается аксессуарный касцитерит.

Определенные концентрации бериллия строго приурочены к генетическим типам полевых шпатов. Наблюдается общее повышение концентрации бериллия в метасоматических полевых шпатах по сравнению с гранитными, особенно заметное в полевых шпатах редкометалльных пертозитов. Последние обогащены также галлием, свинцом, и, как указывалось выше, рубидием, что позволяет надежно их идентифицировать. Характерно, что наиболее высокая концентрация свинца наблюдается в амазоните. Содержание бария в изученных калишпатах резко падает в направлении от гранитов к метасоматитам. В последних он зачастую вовсе не устанавливается спектрально, что свидетельствует об инертности бария в метасоматическом процессе. Рассмотренные особенности распределения микроэлементов показывают, что в калишпатах наблюдается повышение концентрации тех элементов, которыми обогащены вмещающие породы, и они несут богатую информацию о металлогенической специализации геологических образований.

**Термолюминесценция.** Изучение термолюминесценции вышеописанных калий-натровых полевых шпатов проведено на специальной высокочувствительной фотометрической установке в интервале температур 20—500°С с линейной скоростью нагрева 0,4°/сек. При этом для каждого образца полевого шпата измерена запасенная светосумма (ПТЛ — природная термолюминесценция) и максимально возможная светосумма, полученная при рентгеновском облучении предварительно высвеченного до 400°С образца (РТЛ — рентгеновская термолюминесценция). Сравнительная оценка термолюминесценции калий-натровых полевых шпатов проведена по интенсивности пика 180—200°С на кривой термовысвечивания, выраженной в условных единицах.

Полученные данные нанесены на диаграмму (рис. 2), построенную в координатах интенсивностей РТЛ и ПТЛ, значения которых даны в натуральных логарифмах. Стрелкой на диаграмме показана величина коэффициента  $R$ , определяемая для каждого конкретного

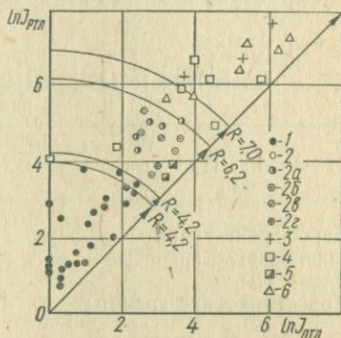


Рис. 2. Термолюминесценция калий-натровых полевых шпатов из гранитов и метасоматитов северо-западной части Украинского щита:

1 — апограниты и редкометалльные метасоматиты пержакские; 2 — граниты коростенского комплекса (а — лезниковские, б — сырницкие, в — устиновские, г — коростенские); 3 — граниты Кировоградско-житомирского комплекса (Коростышевский массив); 4 — метасоматиты альбититовой формации (Садки, Субботцы); 5 — метасоматиты Рудни Ивановской; 6 — пегматиты.

образца соотношением интенсивностей его рентгеновской и природной термолюминесценции. Специальный знак отражает генетическую принадлежность содержащих полевой шпат гранитоидов.

Рассмотрение диаграммы показывает, что образцы полевых шпатов закономерно располагаются по ее полю. В левом нижнем углу диаграммы сосредоточены образцы полевых шпатов из редкометалльных метасоматитов и апогранитов Суцано-Пержанской зоны. Поле распространения этих полевых шпатов четко ограничено значением

Таблица 2

Интенсивность ( $J$ ) рентгеновской термолюминесценции калишпатов различного генезиса

Группа пород	Количество проб	Средние значения, $J_{\text{РТЛ}}$ , усл. ед.	Пределы колебания значений $J_{\text{РТЛ}}$ , усл. ед.
Пержанские граниты	24	50	13—258
Коростенские граниты	10	720	290—1150
Пегматиты	7	4750	1540—9800
Коростышевские граниты	3	10 000	5300—15 700

коэффициента  $R \leq 4,0$ . Центральную часть диаграммы занимают полевые шпаты из гранитов коростенского, сырницкого, устиновского, лезниковского массивов, что свидетельствует об их родстве. Величина коэффициента  $R$  для этой группы полевых шпатов составляет 4,2—6,2. В верхнем правом углу диаграммы располагаются полевые шпаты из гранитов коростышевского массива, из разнообразных пегматитов и метасоматитов альбититовой формации, связанной с кировоградско-житомирским комплексом. Значения коэффициента  $R$  здесь  $\geq 7,0$ . В связи с тем, что интенсивность рентгеновской термолюминесценции определяется индивидуальными структурно-химическими особенностями полевого шпата (Рокачук, Платонов, Таращан, 1972), последний имеет большое значение при сопоставлении полевых шпатов различного генезиса. Как видно из табл. 2, кали-натровые полевые шпаты из изученных групп гранитоидов резко (без перекрытия) различаются по величине средних значений  $J_{\text{РТЛ}}$ . Наибольшие значения  $J_{\text{РТЛ}}$  характерны для пертитовых полевых шпатов кировоградско-житомирских гранитов, обладающих четким решетчатым двойникованием; средними значениями  $J_{\text{РТЛ}}$  обладают субмикрпертитовые нерешетчатые полевые шпаты коростенских гранитов и их аналогов; минимальные значения  $J_{\text{РТЛ}}$  наблюдаются у грубо пертитовых полевых шпатов пержанских апогранитов и метасоматитов, характеризующихся наиболее полной индивидуализацией и разделением калишпатовой и альбитовой фаз.

Кроме того, интенсивность рентгеновской люминесценции пертитовых и субмикрпертитовых полевых шпатов хорошо коррелируется с содержанием в них натрия (рис. 3), что, по-видимому, в

первую очередь связано с изменением содержания натрия в калишпатовой фазе пертита и с возникновением дополнительных центров захвата на ионах натрия.

По нашему мнению, весьма характерным и важным признаком является форма кривой термовысвечивания кали-натровых полевых шпатов из отдельных групп гранитов. Так, кривые термовысвечивания полевых шпатов из пержанских гранитов в большинстве случаев характеризуются наличием трех четко выраженных максимумов — 180—200° С (преобладает), 240—250° С, 290—300° С. Ни в одной из других групп гранитоидов кривые такой формы не встречены. Для полевых шпатов из гранитоидов коростенского типа характерно наличие двух (180—200° С и 290—300° С) или одного (180—220° С) максимумов. В полевых шпатах из коростышевских гранитов встречены своеобразные кривые термовысвечивания с двумя (180—200° С и 290—300° С) четко выраженными пиками, причем преобладающим по интенсивности является высокотемпературный максимум. Характерно, что полевые шпаты, для которых свойственны высокотемпературные максимумы на кривой термовысвечивания, обладают повышенными содержаниями титана, что находится в хорошем согласии с данными ЭПР (Марфунин, Бершов, 1971).

Таким образом, по термолюминесцентным особенностям кали-натровых полевых шпатов из гранитоидов северо-западной части УЩ удается различать и диагностировать отдельные, генетически различные, группы гранитов (I — пержанские, II — коростенские, III — коростышевские), метасоматиты различных типов (пержанские, рудненские, метасоматиты альбитовой формации) и доказать идентичность гранитов отдельных комплексов (лезниковские, сырницкие, устиновские, коростенские), что свидетельствует о целесообразности применения метода термолюминесценции для сопоставления и корреляции гранитоидов Украинского щита.

**Выводы.** Кали-натровые полевые шпаты гранитов и метасоматитов северо-западной части Украинского щита являются чувствительными индикаторами химизма среды и условий образования пород.

Определенные структурно-оптические типы калишпатов приурочены к генетически родственным породам и могут использоваться для целей корреляции.

Изученные калишпаты коростенских, лезниковских, аляскитовых и устиновских гранитов по своему структурно-оптическому

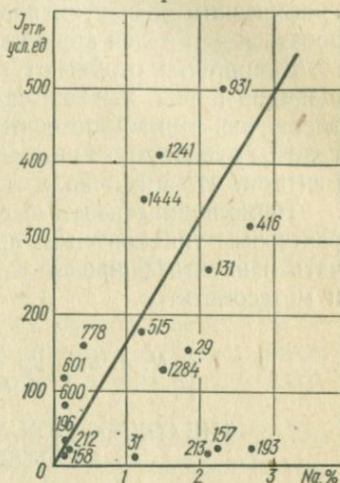


Рис. 3. Зависимость интенсивности рентгеновской термолюминесценции полевых шпатов от содержания в них натрия.

типу, интенсивности и характеру термолюминесценции, концентрации натрия, рубидия и других элементов близки, что свидетельствует о генетическом родстве названных пород. Определенные концентрации щелочных породообразующих и редких элементов, а также отношения  $K/Na$  и  $K/Rb$  в калишпатах приурочены петрографическим разностям гранитов и метасоматитов и могут использоваться для целей корреляции.

Калишпаты отражают металлогеническую специализацию вмещающих пород, так как содержат повышенные концентрации ряда элементов. Микроклин-пертиты редкометалльных метасоматитов обогащены рубидием, свинцом, галлием, оловом, цинком и другими элементами, что имеет важное поисковое значение.

Термолюминесцентные свойства полевых шпатов являются характерным типоморфным признаком, позволяющим надежно различать и идентифицировать отдельные генетические группы гранитов и метасоматитов.

*N. A. Bepalko, T. A. Rokachyk, A. F. Petrus,  
S. A. Sverdlova, G. J. Terets*

## THE COMPOSITION AND PROPERTIES OF FELDSPARS AS A CRITERIA OF METALLIFEROUS

### Summary

It has been studied the optical properties, chemical composition, thermoluminescence and element-admixtures in kalifeldspars of the different granites and metasomatic rocks of the north-western part of the Ukrainian shield.

It has been established the essential difference of genetical groups of the kalifeldspars.

Kalifeldspars of the metasomatic rocks differ from those of granitic rocks by the high degree perthitic disintegration and by individualisation of albiti phase, increasing concentration of rubidium, gallium, lead and of other accessory elements. In this reflects the metallogenic specialisation of the metasomatik rocks.

Э. В. СОБОТОВИЧ, проф.  
Институт геохимии и физики минералов АН УССР

## СВИНЦОВО-ИЗОХРОННОЕ ДАТИРОВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Свинцово-изохронные методы датирования являются наиболее информативными при реконструкции истории геологических событий, особенно в случае докембрийских горных пород.

Первоначально название «свинцово-изохронный метод» относилось к датированию серии пород только по изотопным отношениям  $Pb^{207}/Pb^{206}$  в радиогенном компоненте свинца пород [11, 12], затем оно было распространено на все свинцово-урановые и свинцово-ториевые отношения, а также модельные значения возраста пород, вытекающие как следствие изохронных методов [9].

Для выполнения свинцово-изохронных датировок необходимо знать содержание в нескольких пробах единой исследуемой породы содержание урана, тория, свинца и изотопный состав последнего. Минимальное количество проб в серии — три, оптимальное — пять, в особо ответственных случаях это число следует доводить до 10—15. Отношение свинца к урану и торию должно варьировать от пробы к пробе, и чем больше, тем точнее окажется полученный результат. Вариация этих отношений достигается либо отбором пробы одной и той же генетически и геохронологически единой породы через определенные расстояния, либо искусственным получением из одного образца породы фракции обогащенной тем или иным пороодообразующим минералом. Для этого иногда достаточно провести рассеивание измельченной на щековой и (или) валковой дробилке породы 5—8 фракций. При этом (например, в случае гранитоидов) самая крупная фракция будет обогащена кварцем, а самая мелкая — глинистыми минералами.

Свинцово-изохронное датирование пород непосредственно по серии проб или обогащенным фракциям одной пробы обладает рядом преимуществ, которые зачастую недоступны другим методам ядерной геохронологии.

1. Неограниченная возможность выбора каменного материала для определения возраста, в том числе и пород, не содержащих заметных количеств акцессорных радиоактивных минералов (различные эффузивы, основные и ультраосновные породы и т. д.). В ряде случаев удается датировать метаморфические, пелагические и хемогенно-осадочные породы.

2. Определяется возраст самой породы. Не требуется особых геологических обоснований приуроченности выделений тех или иных минералов ко времени образования исследуемой породы.

3. Незначительное влияние миграции и перераспределения изотопов свинца, урана и тория между отдельными зернами пороодообразующих и акцессорных минералов на изотопные отношения свинца в породе в целом.

4. Есть возможность установления факта и времени (в случае его однократности) прошедшего наложенного метаморфизма исследуемых пород.

5. Позволяют произвести разбраковку исследуемых образцов, выяснить их стратиграфическое положение и генетическую принадлежность, т. е. в спорных случаях выполнить стратиграфическое и генетическое расчленение.

6. Как следствие свинцово-изохронного датирования вытекает возможность получения информации о свинцово-урано-ториевых отношениях и материнских субстратах исследуемых пород, и модельном возрасте последних. Они помогают установить природу (например, первично-магматическую или осадочную) исследуемой породы, датировать единичные пробы «методом точки» современного свинца [13] и т. д.

7. Свинцово-изохронное датирование экономически более выгод-

но, чем стронциевое. Количество возрастных значений серии проб исследуемой породы достигает 8—9 (из них 4—5 изохронных и 4—3 модельных), часть из которых являются независимыми. Для серии из 5 проб в пересчете на единичный анализ приходится почти два значения возраста, не говоря уже о получении дополнительной геохимической информации.

Рассмотрим теперь основные теоретические предпосылки свинцово-изохронных методов датирования и условия их применимости на конкретных примерах.

Изотопный состав свинца в породах определяется содержанием и изотопным составом первичного свинца, вошедшего в породу в момент ее образования, содержанием урана и тория, временем ее существования, наличием вторичных процессов, способных привести к перераспределению материнских и дочерних изотопов.

Допустим, что изотопный состав свинца, вошедшего в породу в момент ее образования, одинаков во всех пробах данной породы, но отношение свинца к урану и торию в них различно. Примем также, что за время существования исследуемых образцов отсутствовали процессы выноса или привноса начальных и конечных продуктов распада. Тогда решением системы уравнений, связывающих содержание радиогенных изотопов свинца с содержанием материнских элементов в данной серии образцов, легко установить их возраст и первичные отношения изотопов свинца.

Например, содержание  $Pb^{206}$ , являющегося конечным продуктом распада  $U^{238}$ , в образцах породы складывается из двух частей — из части радиогенного свинца,  $Pb_p^{206}$  и части, вошедшей в породу в момент ее образования,  $Pb_o^{206}$ :

$$Pb^{206} = Pb_o^{206} + Pb_p^{206} \quad (1)$$

Разделим правую и левую части уравнения на содержание  $Pb^{204}$ , заведомо нерадиогенного изотопа, образовавшегося вместе со всеми элементами солнечной системы:

$$Pb^{206}/Pb^{204} = Pb_o^{206}/Pb^{204} + Pb_p^{206}/Pb^{204} \quad (2)$$

Содержание  $Pb_p^{206}$  определяется содержанием урана и возрастом образца, поэтому его можно выразить через  $U^{238}$  ( $e^{\lambda t} - 1$ ), где  $\lambda$  — константа распада урана-238,  $t$  — возраст образца; отношение  $Pb_o^{206}/Pb^{204}$ , единое для образцов одного генезиса и возраста, обозначим через  $a_{206}$ . По числу исследованных образцов составим систему уравнений с двумя неизвестными  $a_{206}$  и  $t$ . Между  $Pb^{206}/Pb^{204}$  и  $U^{238}$  существует линейная зависимость

$$Pb^{206}/Pb^{204} = a_{206} + (e^{\lambda t} - 1)U^{238}/Pb^{204} \quad (3)$$

Решая систему подобных уравнений (обычно методом наименьших квадратов), получаем тангенс угла наклона прямой (изохроны), определяемый возрастом породы по отношению  $Pb_p^{206}/U^{238}$  и значение постоянного члена  $Pb_o^{206}/Pb^{204}$ . Графическое решение системы уравнений представлено на рис. 1.

Аналогичным путем можно определить возраст породы по отношениям  $Pb^{207}/U^{235}$  и  $Pb^{208}/Th^{232}$ , а также установить отношения  $a_{207}$  и  $a_{203}$  в первичном свинце.

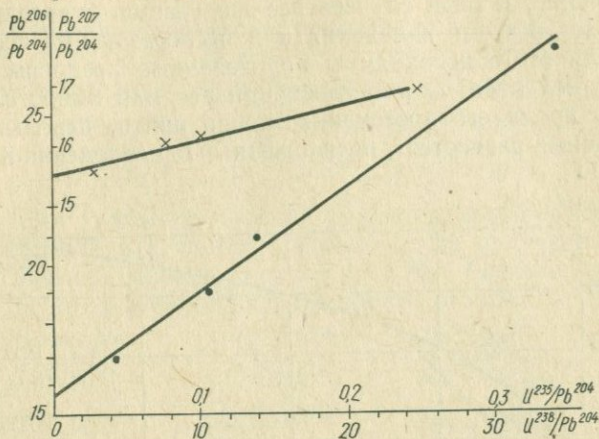


Рис. 1. Свинцово-урановые изохроны коростышевских гранитоидов. Изохронные возрасты по отношениям  $Pb^{206}/U^{238}$  и  $Pb^{207}/U^{235}$  равны соответственно  $1900 \pm 100$  и  $1950 \pm 100$  млн. лет. Модельные возрасты по  $a_{206}$  и  $a_{207}$  — соответственно  $1700 \pm 200$  и  $1800 \pm 200$  млн. лет.

Для вычисления возраста породы только по изотопному составу свинца, заключенному в серии проб, следует разделить линейное уравнение для  $Pb^{207}/U^{235}$  на аналогичное уравнение (3)

$$\frac{Pb^{207}/Pb^{204} - a_{207}}{Pb^{206}/Pb^{204} - a_{206}} = \frac{e^{\lambda' t} - 1}{e^{\lambda t} - 1} \cdot \frac{1}{138}, \quad (4)$$

где  $\lambda'$  — константа распада  $U^{235}$ , а коэффициент  $1/138$  — современное отношение  $U^{235}/U^{238}$ . В уравнении (4) тангенс угла наклона изохроны ( $b$ ) определяется отношением  $(e^{\lambda' t} - 1)/(e^{\lambda t} - 1)$  и характеризует возраст породы по отношению  $Pb_p^{207}/Pb_p^{206}$ . Зная это отношение, равно как и отношения радиогенных изотопов свинца к урану и торию, легко найти возраст по таблицам Стиффа и др. [1].

Совпадение всех этих значений возраста однозначно указывает на его истинность и на справедливость сделанных допущений относительно единого первичного свинца и отсутствия вторичных процессов. Правильность полученных значений изохронных возрастов также может быть подтверждена значениями модельных возрастов, по изотопным отношениям первичного свинца ( $a_{206}$ ,  $a_{207}$ ,  $a_{208}$  и  $a_{206}/a_{207}$ ). Однако на практике подобные совпадения изохронных возрастов встречаются редко.

Обычно в случае изохронного датирования по валовым пробам пород наблюдается большой разброс точек на соответствующих свинцово-урановых графиках, в результате чего получается либо

ложная изохрона с большой ошибкой либо изохрона, угловой коэффициент которой определяется со столь большой погрешностью, что ошибка в вычисленном значении возраста может превышать само значение. В ряде случаев все же удается определить истинный возраст и время изменения или преобразования исследуемых пород. Для этого необходимы определенные предпосылки.

Если имел место однократный привнос или вынос свинца или урана, то время его протекания можно найти, используя «метод согласованных разностей», предложенный одновременно и независимо в [14, 11].

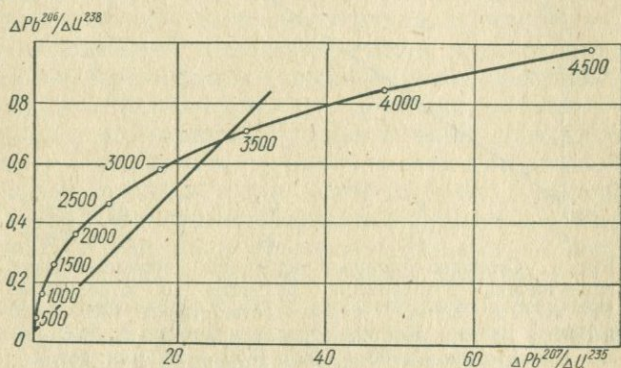


Рис. 2. Кривая согласованных значений возраста. Прямая отсекает два значения возраста: верхняя точка пересечения — истинный возраст, нижняя — время метаморфизма.

Если в разновозрастных генетически связанных образцах пород изотопный состав первичного свинца одинаков и имел место однократный метаморфизм, изменивший в них в одно и то же время отношение свинца к урану, то можно записать:

$$Pb^{206}/Pb^{204} = Pb_o^{206}/Pb^{204} + Pb_p^{206}/Pb^{204} + Pb_m^{206}/Pb^{204}, \quad (5)$$

$$Pb^{207}/Pb^{204} = Pb_o^{207}/Pb^{204} + Pb_p^{207}/Pb^{204} + Pb_m^{207}/Pb^{204},$$

где  $Pb_m^{206}$  и  $Pb_m^{207}$  — количество радиогенных изотопов свинца, накопившихся за счет распада  $U^{238}$  и  $U^{235}$  за время от образования породы до момента ее метаморфизма. Эти же отношения с индексом «р» относятся к периоду от метаморфизма до настоящего времени. В уравнениях (5) отношения с индексом «о» — постоянные для всех образцов. Отношения с индексом «р» связаны с содержанием в образцах урана соотношениями  $Pb^{206}/U^{238} = e^{\lambda t m} - 1$  и  $Pb^{207}/U^{235} = e^{\lambda' t m} - 1$  и между собой соотношением

$$Pb_p^{207}/Pb_p^{206} = \frac{1}{138} \cdot \frac{e^{\lambda' t m} - 1}{e^{\lambda t m} - 1}.$$

Между отношениями  $Pb_m^{206}/Pb^{204}$  и  $Pb_m^{207}/Pb^{204}$  также существует линейная зависимость, определяемая возрастом породы и временем

ее метаморфизма ( $t_m$ )

$$Pb_M^{207}/Pb_M^{206} = \frac{1}{138} \cdot \frac{e^{\lambda t} - e^{\lambda t_m}}{e^{\lambda t} - e^{\lambda t_m}}$$

Для каждой пары образцов находят разности отношений  $\Delta Pb^{206}/Pb^{204}$ ,  $\Delta Pb^{207}/Pb^{204}$ ,  $\Delta U^{238}/Pb^{204}$ ,  $\Delta U^{235}/Pb^{204}$ , которые получаются при вычитании меньших значений из больших. Тогда запишем

$$\begin{aligned} \Delta Pb^{206}/Pb^{204} &= \Delta Pb_M^{206}/Pb^{204} + \Delta Pb_P^{206}/Pb^{204}, \\ \Delta Pb^{207}/Pb^{204} &= \Delta Pb_M^{207}/Pb^{204} + \Delta Pb_P^{207}/Pb^{204}. \end{aligned} \quad (6)$$

Для каждого уравнения имеется соответствующая разность отношений  $U^{238}/Pb^{204}$  и  $U^{235}/Pb^{204}$ . Отметим, что полученные уравнения не содержат постоянного слагаемого  $Pb_0$ . Разделив обе части уравнений (6) на соответствующие разности отношений, получаем

$$\begin{aligned} \frac{\Delta Pb^{206}/Pb^{204}}{\Delta U^{238}/Pb^{204}} &= \frac{\Delta Pb_M^{206}/Pb^{204}}{\Delta U^{238}/Pb^{204}} + \frac{\Delta Pb_P^{206}/Pb^{204}}{\Delta U^{238}/Pb^{204}}, \\ \frac{\Delta Pb^{207}/Pb^{204}}{\Delta U^{235}/Pb^{204}} &= \frac{\Delta Pb_M^{207}/Pb^{204}}{\Delta U^{235}/Pb^{204}} + \frac{\Delta Pb_P^{207}/Pb^{204}}{\Delta U^{235}/Pb^{204}}. \end{aligned} \quad (7)$$

Здесь  $Pb^{206}/U^{238} = e^{\lambda t} - 1$ , а  $Pb^{207}/U^{235} = e^{\lambda t} - 1$ , т. е. соотношения представляют собой строго определенные величины для образцов одного возраста и измененных в одно время. Для определения возраста и времени метаморфизма можно воспользоваться следующим графическим построением: на график кривой согласованных значений возраста, где по оси абсцисс откладывается отношение  $Pb^{207}/U^{235}$ , а по ординате —  $Pb^{206}/U^{238}$  (точки для определенных значений возраста можно взять из таблицы Стиффа и др.), нанесены экспериментальные величины отношений разностей отношений, соответствующие левой части уравнений (7). Точки, соответствующие величинам разностей, будут располагаться на прямой, пересекающей кривую согласованных значений возраста в двух точках (рис. 2). Пересечение с верхней ветвью кривой согласованных значений соответствует возрасту образцов, пересечение с нижней ветвью дает значение времени метаморфизма.

В качестве примера приведем экспериментальные данные и вычисленные значения возраста, полученные для гнейсо-гранитов Большого верхнего порога р. Вороньей, Кольского п-ва. В табл. 1 приведены результаты анализа шести образцов представительных проб гранито-гнейсов, взятых из одного обнажения на расстоянии 1—2 друг от друга. Для двух из этих образцов определения содержания урана и свинца не производились. Уравнение свинцово-свинцовой изохроны (4) для всех 6 образцов имеет вид

$$Pb^{207}/Pb^{204} = 0,1732 Pb^{206}/Pb^{204} + 12,62.$$

Среднеквадратичное отклонение погрешности определения углового коэффициента изохроны составляет 0,01. С доверительной вероятностью 0,997 тангенс наклона прямой лежит в пределах 0,176—

0,170. Возраст составляет  $2630 \pm 130$  млн. лет. Значения возраста, вычисленные по изохронам (3) или аналогично по  $\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$  не имеют в данном случае физического смысла, так как экспериментальные точки не располагаются на одной прямой, а их разброс значительно превосходит погрешность измерения. Поэтому, полагая, что на этих образцах сказалось действие наложенного метаморфизма, изменившего первоначальное свинцово-урановое отношение, для нахождения истинного возраста и времени метаморфизма используем

Т а б л и ц а 1

Результаты анализа образцов гранито-гнейсов

Характеристика	Содержание, $10^{-6}$ г/г					
	В-1	В-16	В-2	В-5	В-12	В-14
U	6,2	8,9	1,07	1,4	—	—
Pb	28,5	17,5	28,3	41	—	—
Отношения изотопов:						
$\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$	32,98	41,88	15,47	18,40	15,36	14,92
$\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$	18,40	19,87	15,33	15,96	15,35	15,16
$\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$	94,96	104,7	36,88	34,54	35,63	35,36
$\text{U}^{238}/\text{Pb}^{204}$	25,8	74,5	2,2	2,06	—	—
$\text{U}^{235}/\text{Pb}^{204}$	0,187	0,54	0,016	0,015	—	—

метод согласованных разностей (7). По четырем пробам из табл. 1 можно получить три разности атомных отношений. Для получения более достоверных результатов вначале вычтем из атомных отношений наиболее обогащенного радиогенным свинцом образца (В-1) все остальные, а затем вычтем атомные отношения наименее радиогенного образца (В-2) из всех остальных. Полученные данные нанесем на график (рис. 2). Точки располагаются на одной прямой, пересекающей кривую согласованных значений в двух точках. Пересечение с верхней ветвью дает истинный возраст (2650 млн. лет), а с нижней — время метаморфизма (50 млн. лет). Экспериментальные точки располагаются по обе стороны кривой согласованных значений возраста, что указывает на перераспределение урана и свинца: образец В-1 потерял часть урана, либо приобрел часть свинца в недалеком (относительно) прошлом, а образец В-16 потерял часть свинца, либо приобрел часть урана.

В качестве примера для датирования породообразующих минералов рассмотрим результаты, полученные для гранита и пегматита из карьера Лоцманская Каменка (табл. 2).

Уравнение свинцово-свинцовой изохроны для этих образцов имеет вид

$$\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204} = (0,229 \pm 0,024) \text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204} + (11,6 \pm 0,1)$$

и соответствует возрасту  $3090 \pm 250$  млн. лет. Угловой коэффициент свинцово-урановой изохроны (3) имеет величину  $0,535 \pm 0,03$ , а свинцово-актиноурановой —  $15 \pm 2$ , что отвечает возрасту соот-

Содержание урана, свинца и изотопный состав свинца образцов из карьера Лоцманской Каменки (Приднепровье)

Образец	Содержание, г/т		Изотопный состав, $Pb^{204} = 1$		
	U	Pb	206	207	208
Серый гранит	0,75	10,0	16,52	15,50	36,85
Пегматит (вал)	2,0	7,9	23,12	17,04	42,50
» (биотит)	3,12	9,2	29,14	17,95	50,80
» (полевоы шпат)	0,66	14,5	14,87	14,98	35,20
» (биотит-II)	—	—	16,29	15,44	35,80

ветственно в  $2800 \pm 300$  и  $2900 \pm 300$  млн. лет. Таким образом, по трем независимым отношениям получены удовлетворительно (в пределах ошибки) сходящиеся значения возраста. Это означает, что исследованные образцы за время своей истории не претерпевали существенных изменений, и, по-видимому, среднее значение  $2900 \pm 300$  млн. лет соответствует истинному возрасту мигматитов Лоцманской Каменки. Понятно, что в данном случае использование метода согласованных разностей не имеет смысла.

К настоящему времени накоплено около сотни свинцово-свинцовых изохрон самых различных пород из многих районов мира. Свинцово-урановых и свинцово-ториевых — относительно немного. Поэтому рассмотрим некоторые следствия, вытекающие из свинцово-свинцовых данных. В 1965 г. [13] было показано, что свинцово-свинцовые изохроны магматических пород Украинского, Балтийского и Алданского щитов и некоторых пород Средней Азии при нанесении на график в координатах  $Pb^{207}/Pb^{204}$  —  $Pb^{208}/Pb^{204}$  пересекаются в одной точке (рис. 3). Физический смысл этой точки — изотопный состав современного свинца материнского субстрата магматических пород, характерного для столь обширной площади земной коры, как площадь, занимаемая СССР. Тогда же была показана возможность датирования единичных образцов пород «методом точки». Действительно, если изотопный состав свинца исследуемой пробы существенно отличается от координат точки пересечения, то, соединив эти точки прямой линией, нетрудно определить возраст породы. Было также выдвинуто предположение, что устанавливаемая закономерность обусловлена физико-химическими условиями формирования горных пород при их кристаллизации из расплава. Трудно

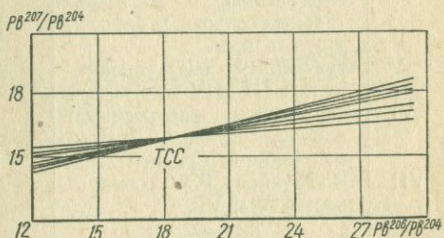


Рис. 3. Графическое изображение свинцово-свинцовых изохрон магматических горных пород различных районов СССР. ТСС — точка пересечения изохрон, соответствующая изотопному составу современного свинца материнского субстрата этих пород (табл. 3).

предположить, что подкоровый субстрат всюду в латеральном измерении имеет одно и то же отношение свинца к урану (ответственное за координаты точки современного свинца «ТСС»), и вот после появления данных Дое [2] и Дое и Тиллинга [3] оказалось, что ТСС для северо-американских пород действительно иная. В табл. 3 приведены координаты ТСС магматических пород СССР и Северной Америки (ТСС I, II соответственно). ТСС вычисленная для пелаги-

Таблица 3

Координаты точки современного свинца (ТСС) субстратов пород различных генетических типов и местонахождений

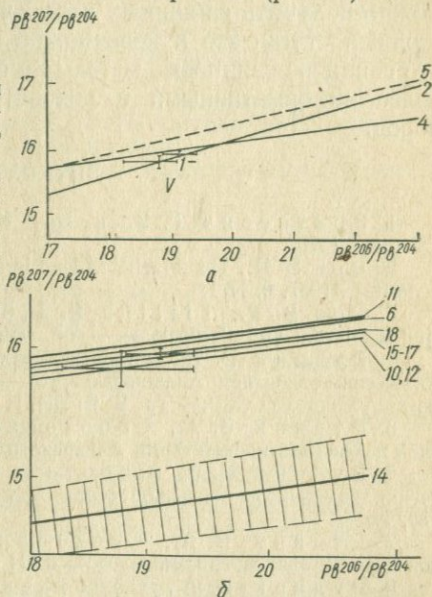
Номер ТСС	Генетический тип, местонахождение	Количество изохрон	$Pb^{206}/Pb^{204}$	$Pb^{207}/Pb^{204}$
I	Магматические породы СССР	12	$19,11 \pm 0,28$	$15,95 \pm 0,02$
II	Магматические породы Северной Америки	10	$18,37 \pm 0,51$	$15,71 \pm 0,10$
III	Среднее для I и II	22	$18,74 \pm 0,57$	$15,83 \pm 0,10$
IV	Пелагические и континентальные осадочные породы, морская вода	5	$19,00 \pm 0,30$	$15,90 \pm 0,20$
V	Обобщенная ТСС совокупностей III и IV		$18,90 \pm 0,66$	$15,84 \pm 0,30$
VI	Карбонатные (хемогенные) породы Украины, Восточной Сибири, Средней Азии	9	$17,21 \pm 1,0$	$15,59 \pm 0,14$
VII	Обобщенная ТСС совокупностей V и VI		$18,05 \pm 1,16$	$15,73 \pm 0,56$

ческих осадков и континентальных осадочных пород (№ IV, табл. 3) тяготеет к ТСС—I, а вот карбонатные (хемогенные) породы (ТСС—VI) резко отличаются от всех прочих, что свидетельствует о резко отличном свинцово-урановом окружении, откуда они деривировались. Таким образом, ТСС может служить индикатором генетической принадлежности исследуемых пород. Изотопные составы приведенных в табл. 3 ТСС, конечно, будут постепенно уточняться, но и сейчас можно сказать, что прохождение свинцово-свинцовых изохрон через, например, ТСС—VII исследуемых горных пород является необходимым условием отнесения их к магматическим или хемогенным породам, но тем не менее оно не является достаточным [8]. Так, на рис. 4 нанесены изохроны горных пород различного генезиса. Изохрона-14 не проходит через ТСС, что свидетельствует о немагматическом генезисе исследуемых гранитоидов Центрально-Алданского района, которые действительно интерпретированы как интрузивно-анатектические [4, 5]. В то же время изохроны 6, 10—12 и 15—18, характеризующие различные генетические типы гранитоидов, в пределах 95% своих доверительных границ проходят не только через ТСС—V, но и через ТСС—I. Для пород изохрон 2 и 4 (рис. 4) требуются дополнительные доказательства ортомагматического генезиса. Так, для кристаллических сланцев изохроны 2

были получены совпадающие значения  $Pb - Pb$  и  $Pb - Th$  изохронных возрастов — соответственно  $3300 \pm 200$  и  $3400 \pm 200$  млн. лет [6, 7]. Это означает, что исследуемые сланцы образовались без существенного перераспределения их вещества и указывает на отсутствие выноса урана в древние эпохи, т. е. элемента несравненно более подвижного в гидротермальных условиях, нежели торий, и как следствие — на отсутствие омоложения возраста. Для палингено-анатектических гранитоидов изохроны  $b$  (рис. 4)  $Pb -$

Рис. 4. Свинцово-свинцовые изохроны метаморфических и гранитоидных пород различного генезиса Алданского нагорья [8]:

2 — изохрона основных плагиоклазовых кристаллических сланцев иенгрской серии (возраст —  $3300 \pm 200$  млн. лет); 4 — изохрона таких же сланцев тимптонской серии ( $T = 2380 \pm 150$  млн. лет); 5 — флогопит-магнетит-диопсид-кальцитовая реакционно-контактная порода ( $T = 3100 \pm 300$ ); 6 — палингено-анатектические гранитоиды ( $T = 2180 \pm 50$ ); 11 — палингено-метасоматические граниты ( $T = 1830 \pm 50$ ); 10 — то же, но с добавлением данных по калиевому полевому шпату и биотиту ( $T = 1970 \pm 30$ ); 12, 14 — изохроны интрузивно-анатектических гранитов (две группы проб), возраст соответственно равен  $2000 \pm 500$  и  $2130 \pm 10$  млн. лет; 15—18 — изохроны кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов в зонах милонитов ( $T = 2000 - 1700$  млн. лет); I и V — ТСС из табл. 3. Заштрихован 95%-ный доверительный интервал изохроны 14.



$Th$ -изохронный возраст по валовым пробам оказался равен 3000 млн. лет, при  $Pb - Pb$ -изохронном — порядка 2200 млн. лет [6], что не позволяет относить их к магматическим гранитоидам, а заставляет предполагать их более сложный генезис.

Как показали исследования докембрия Алданского нагорья [5—7], основой периодизации геологических событий в областях развития полиметаморфических глубокометаморфизованных комплексов должны быть свинцово-свинцовые и свинцово-ториевые изохронные методы исследования основных плагиоклазовых кристаллических сланцев главным образом первично магматической природы (базальтоидной). Свинцово-свинцовые и свинцово-ториевые изохронные возрасты ортосланцев будут отвечать времени образования исходных вулканогенных пород. Следует отметить, что, как правило, значительная погрешность измерения возраста древних пород не дает возможности отделить время их образования от времени первого прогрессивного метаморфизма. Прохождение свинцово-свинцовой изохроны через ТСС является первым необходимым условием соответствия устанавливаемого возраста пород времени образования их исходного субстрата. Отклонение же этой изохроны

от ТСС связано с перераспределением урана в процессе метасоматических преобразований горных пород, в том числе метагенеза и диагенеза осадочно-терригенных пород, а также плингенно-метасоматического замещения в условиях ультраметаморфизма. Вследствие этого значение возраста, устанавливаемого по таким изохронам, отвечает времени в интервале от образования исходного субстрата до проявления наложенного на него процесса.

Изложенным далеко не исчерпывается вся информация, которую можно получить из данных изохронного датирования; в рамках настоящей статьи это и невозможно сделать. Важно было показать, что свинцово-свинцовые методы на сегодняшний день являются наиболее информативными в реконструкции истории докембрийских пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Войткевич Г. В. и др., Краткий справочник по геохимии, М. «Недра», 1970.
2. Doe B. R., The blaring of lead isotopes on the source of granitic magma.— J. Petrol., 1967, 8, N 1.
3. Doe B. R., Tilling R. J., The distribution of lead between coexisting K-feldspar and plagioclase.— Am. Mineralogist, 1967, 52, N 3.
4. Рудник В. А., Раннедокембрийская гранитизация и ее связь с тектоническим развитием Алданского щита.— В кн.: Материалы по тектонике и магматизму Востока СССР.— Тр. ВСЕГЕИ, Н. С. Т., 135.
5. Рудник В. А., Соботович Э. В., О возрасте пород тимптонской и желтунлинской серий Алданского щита.— ДАН СССР, № 3, 169.
6. Рудник В. А., Соботович Э. В., О возрасте полиметаморфических комплексов иенгрской серии Алданского щита.— ДАН СССР, 1969, 2, 169, № 4.
7. Рудник В. А., Соботович Э. В., •Периодизация событий в докембрий Алданского комплекса.— ДАН СССР, 1971, 200, № 3.
8. Рудник В. А., Соботович Э. В., А. Д. Искандерова, Свинцово-изотопные отношения как основа периодизации докембрия.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 11.
9. Соботович Э. В., Изотопы свинца в геохимии и космохимии, М., 1970.
10. Соботович Э. В., Рудник В. А., Истинный и кажущийся радиологический возраст пород Алданского комплекса.— ДАН СССР, 1971, 198, № 2.
11. Соботович Э. В., Гращенко С. М., К вопросу о возрасте минералов Витватерсранда.— Тр. X сессии Комис. по опр. абс. возраста геол. формаций, М., 1962.
12. Соботович Э. В., Гращенко С. М., К вопросу о возможности определения возраста пород по содержанию в них урана, тория и изотопов свинца.— Бюлл. Комис. по опр. абс. возр. геол. формаций, 1962, вып. 5, М.
13. Соботович Э. В., Гращенко С. М., Изотопный состав современного свинца как критерий возраста изверженных пород.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 4.
14. Stieff L. R., Stern T. W.— Geoch. et Cosm. Acta, 1961, N 22, p. 176.

## ROCKS PLUMBUM-ISOCHRONIC AGE DETERMINATION

## Summary

There are examined possibilities, limitations and advantages of the plumbum-isochronis age determination methods. It proved that plumbum-isochronic methods (that giving ratios  $Pb^{206}/U^{238}$ ,  $Pb^{207}/U^{235}$ ,  $Pb^{208}/Th^{232}$ ) and the adjusted differences method are the most informing in comparison with other nuclear geochronology methods. They allow to reconstruct history of the geochronological events with the greatest authenticity (by the bulk samples) especially in case of Pre-Cembrian rocks. These methods help to solve the problems of rocks genetical and stratigraphical dismemberment, to establish the fact and the date of superimposed, metamorphism both in case of magmatic and metamorphic and chemogeneous sedimentary rocks; to appraise the degree of heterogeneity of the examining rocks mother substratum and subcrustal substance in lateral dimension etc.

There are given some examples of the rocks various genetical belonging research results.

В. В. ЛЯХОВИЧ, проф.  
ИМГРЭ

## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ ПРИАЗОВЬЯ

Кварцевые жилы — продукт заключительного, гидротермально-го этапа постмагматической деятельности, связанной со становлением гранитных массивов. Среди них выделяют высокотемпературные, часто рудоносные, и низкотемпературные, обычно безрудные жилы. Последние пользуются наиболее широким распространением. Их минеральный состав изучен крайне слабо, поэтому остается неясной и возможность его использования при различных построениях (главным образом, металлогенических).

Правда, С. Д. Туровский еще в 1957 г. отмечал, что минеральный состав подавляющего большинства «безрудных» жил Киргизии достаточно хорошо увязывается с вещественным составом рудопроявлений. При этом характерно, что минеральный состав подобных жил относится к более низкотемпературной ассоциации, чем вещественный состав рудопроявлений.

Специальное изучение концентратов тяжелых минералов, извлеченных из 10 кг проб, отобранных из кварцевых жил, связанных с гранитами различных регионов Советского Союза, показал, что несмотря на обычно незначительные содержания встречающихся в них акцессорных минералов, видовой состав последних весьма разнообразен и не уступает таковому гранитов (табл. 1). Наиболее распространенными минералами в них так же, как и в гранитах, являются магнетит, пирит, сфен, эпидот, апатит. Постоянно присутствующий в гранитах циркон встречается в кварцевых жилах реже, равно как и большинство других минералов редких элементов. Кроме того, их содержания сильно понижены. Однако, если говорить о возможности их крупных концентраций в кварцевых жилах, то

следует отметить небольшую перспективность в этом отношении высокотемпературных кварцевых жил, содержащих иногда значительные количества монацита.

Минералы редких элементов встречаются в кварцевых жилах спорадически и в крайне незначительных количествах. Однако их

Таблица 1

Содержания ( $z/m$ ) и коэффициенты концентрации ( $K$ ) аксессуарных минералов в кварцевых жилах из гранитов Советского Союза

Минерал	Гранит (170)	Кварцевые жилы (17)	$K$
Вольфрамит	0,3	429,0	1430,0
Сфалерит	0,2	75,46	377,3
Шеелит	0,3	80,6	268,7
Пирротин	2,9	274,3	94,6
Молибденит	0,2	15,8	79,0
Галенит	0,2	15,3	76,5
Халькопирит	0,7	12,1	17,3
Пирит	9,1	96,99	10,7
Рутил	5,8	31,9	5,5
Висмутин	0,01	0,05	5,0
Флюорит	77,5	380,6	4,97
Дистен	0,44	0,96	2,0
Топаз	0,2	0,3	1,5
Эпидот	147,9	148,4	1,0
Ксенотим	1,6	1,05	0,70
Арсенопирит	0,8	0,4	0,5
Гранат	67,2	25,4	0,41
Апатит	447,6	102,4	0,23
Ильменит	360,3	62,6	0,17
Магнетит	1396,7	180,4	0,13
Сфен	312,6	30,8	0,10
Турмалин	262,1	18,2	0,07
Циркон	115,2	5,61	0,05
Ортит	65,2	2,92	0,05
Тантало-ниобаты	4,53	0,1	0,02
Монацит	30,7	0,46	0,02
Ильминорутил	1,3	0,03	0,02
Касситерит	0,1	0,002	0,02
Шпинель	0,07	0,001	0,014
Торит	1,4	0,006	0,004
Сподумен	0,7	0,0006	0,0008

Примечание. В скобках указано количество проб, из которых выведено среднее.

крупные концентрации иногда наблюдаются в высокотемпературных кварцевых жилах. Таковы находки монацита в кварцево-топазовых жилах Казахстана [1], а кварцево-монацитовые жилы гидротермально-грейзенового месторождения Ван-Рейнсдорп (Южная Африка) содержат до 70% монацита [2].

Характерной чертой кварцевых жил является их обогащенность минералами рудных элементов — окислами и, главным образом,

сульфидами. По сравнению с гранитами в них возрастает в десятки раз содержание таких минералов, как галенит, сфалерит, молибденит, тетрадимит, вольфрамит, шеелит. Причиной, обуславливающей концентрацию в кварцевых жилах минералов Zn, Pb, Mo, Bi, As, Cu, W, является, с одной стороны, склонность этих элементов образовывать соединения преимущественно с металлической или ковалентной связью и поэтому не участвующих в построении решетки с ионным типом связи.

Из самородных элементов в кварцевых жилах значительно концентрируется золото, из нерудных минералов — флюорит и дистен.

Акцессорные минералы кварцевых жил обладают рядом особенностей. В них, как правило, встречаются более светлоокрашенные (до бесцветных) кристаллы циркона, граната, флюорита, сфена, монацита. Циркон, турмалин, эпидот не содержат или содержат в значительно меньшем количестве скандий; апатит, сфен, эпидот — цирконий; эпидот и турмалин — галлий; апатит — стронций и т. д., свидетельствуя тем самым об отсутствии накопления этих элементов в гидротермальных продуктах (табл. 2).

С другой стороны, многие минералы кварцевых жил фиксируют накопления рудных элементов. Так, в эпидоте и особенно в гранате накапливается германий; в пирите и гранате — цинк; в магнетите, ильмените и особенно в турмалине — олово; в эпидоте, турмалине и особенно ильмените — медь и т. д. Очевидно, чем выше степень концентрации этих элементов в перечисленных минералах, тем более вероятно ожидать появления и собственных минералов этих элементов, значительные содержания которых составляют характерную черту рудоносных кварцевых жил.

Изучение акцессорных минералов жильных пород позволяет установить унаследованность ими особенностей минерального состава материнских гранитов. Последнее помогает уточнить генетическую связь даек с определенными интрузивами. Как известно, пространственная связь даек с интрузивами еще не является признаком их генетической связи. Для доказательства последней могут быть привлечены как петрографические, так и минералогические данные. К первым относится связь, основанная на общности петрографического состава в целом. С гранитами, например, связаны обычные аплиты; с гранодиоритами — микродиориты или гранодиорит-аплиты. Ко вторым — связь, основанная на особенностях минерального состава. Так, например, характер красного полевого шпата, типичного для гранитов Бушвельдского комплекса, сохраняется и во всех поздних производных — пегматитах и гидротермальных жилах. Такая же связь прослеживается и по амазониту — типоморфному минералу оловоносных гранитов и пегматитов Этыкинского массива на Забайкалье [3].

К минеральным признакам комагматичности интрузивных и жильных образований относятся также и черты сходства состава и содержаний акцессорных минералов. Биотитовые граниты Западно-

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарных минералах с составом одноименных

Минералы	Zr	Cu	Sn	Sc	Be	Zn
Циркон		$\frac{5}{30,8} = 0,16$		$\frac{52}{143} = 0,36$		
Апатит	$\frac{118}{626} = 0,19$	$\frac{21}{27} = 0,78$			$\frac{5}{0,8} = 6,25$	
Магнетит			$\frac{76}{26} = 2,92$			$\frac{100}{238} = 0,42$
Сфен	$\frac{200}{38} = 0,29$	$\frac{28}{31} = 0,9$				
Ильменит		$\frac{275}{36} = 7,64$	$\frac{400}{148} = 2,7$			
Рутил	$\frac{1000}{211} = 4,74$	$\frac{5}{27} = 0,19$	$\frac{700}{605} = 1,16$	$\frac{175}{47} = 3,72$		
Пирит		$\frac{425}{242} = 1,76$				$\frac{500}{275} = 1,82$
Эпидот	$\frac{185}{385} = 0,48$	$\frac{170}{35} = 4,86$	$\frac{28}{30} = 0,93$		$\frac{19}{12} = 1,58$	
Гранат		$\frac{5}{18} = 0,28$		$\frac{195}{80} = 2,44$		$\frac{275}{188} = 1,46$
Флюорит	$\frac{500}{311} = 1,61$	$\frac{28}{14} = 2$			$\frac{16}{4} = 4$	
Турмалин	$\frac{92}{81} = 1,14$	$\frac{55}{12} = 4,58$	$\frac{799}{29} = 27,5$	$\frac{13}{35} = 0,37$	$\frac{3}{147} = 0,02$	$\frac{50}{175} = 0,29$

Примечание. Числитель обозначает среднее содержание элемента в аксессуарном минерале интрузивных гранитов; частное — коэффициент концентрации.

го Памира характеризуются, например, повышенными содержаниями ильменита и ортита. Значительные количества этих минералов наблюдаются в аплитах и пегматитах, генетически связанных с этими гранитами. В то же время лейкократовые граниты, характеризующиеся обилием турмалина, сопровождаются аплитами и пегматитами, также содержащими значительные количества этого минерала [5].

Изучение минерального состава кварцевых жил, связанных с гранитами Восточного (Екатериновский массив) и Западного (Салтычьей Могила) Приазовья позволило выяснить ряд их характерных особенностей.

1. Кварцевые жилы, связанные с гранитами Екатериновского

Таблица 2

кварцевых жил (в г/т) и их коэффициенты концентрации по сравнению минералов гранитов

	Nb	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ga	Hf	Sr	Bi	Mo	Ge
	$\frac{147}{239} = 0,62$	$\frac{21\ 700}{4\ 100} = 5,29$		$\frac{17\ 679}{11\ 567} = 1,53$				
				$\frac{52}{143} = 0,36$	$\frac{282}{751} = 0,38$	$\frac{1,5}{1,6} = 1,0$		
	$\frac{126}{97} = 1,29$						$\frac{37}{13} = 2,85$	
			$\frac{11}{4} = 2,75$					
	$\frac{2334}{1872} = 1,25$							
			$\frac{91}{107} = 0,9$					$\frac{6}{2} = 3$
		$\frac{20}{840} = 0,02$						$\frac{90}{10} = 9$
		$\frac{4800}{4400} = 1,09$						
			$\frac{65}{92} = 0,71$					

минерале из кварцевых жил; знаменатель — среднее содержание элемента в одноименном

массива, наследуют характерные черты их минерального состава: высокие содержания топаза, флюорита и колумбита. Это значительно отличает их от кварцевых жил, связанных с гранитами Салтычьей Могила и отличающихся высоким содержанием сфена, ортита, циркона, апатита, магнетита и других минералов (табл. 3).

Это свидетельствует о том, что, применяя методику количественного изучения аксессуарных минералов в гранитоидах, можно довольно определенно решать вопрос о принадлежности жильных пород к определенным массивам. Это основывается на четкой унаследованности жильными породами формы, окраски, состава и содержания аксессуарных минералов материнских гранитов. Существование подобной унаследованности вероятнее всего объясняется

преимуществом жильными породами общих особенностей материнской магмы: содержания петрогенных, редких и летучих компонентов. Отражением этой унаследованности является высокое (или низкое) содержание какого-либо акцессорного минерала или минералов, выделяющих данный массив среди остальных.

Таблица 3

Унаследованность кварцевыми жилами видового состава и содержания акцессорных минералов материнских гранитов Приазовья, г/т

Минералы	Екатериновский массив		Салтычь Могила	
	Гранит	Кварцевая жила	Гранит	Кварцевая жила
Топаз	2738,0	5,3	—	—
Флюорит	2475,1	5,6	—	—
Колумбит	15,7	0,1	—	—
Монацит	9,1	0,1	—	—
Касситерит	2,1	0,03	—	—
Анатаз	1,1	0,1	—	—
Арсенопирит	0,1	0,1	—	—
Сфен	—	—	9585,7	375,9
Ортит	—	—	1269,5	15,4
Молибденит	—	—	0,8	0,2
Аурипигмент	—	—	0,7	0,4
Реальгар	—	—	0,7	0,2
Магнетит	0,9	4,8	10691,1	490,0
Ильменит	0,1	—	1515,1	9,7
Апатит	3,5	—	776,0	272,1
Циркон	400,3	0,5	708,1	20,1
Эпидот	0,6	0,03	101,6	38,1
Пирит	0,1	1,4	52,4	0,6
Халькопирит	—	0,02	5,8	0,2
Галенит	0,1	0,02	0,7	0,3
Рутил	0,8	0,02	0,7	1,1
Гранат	0,02	0,02	0,03	0,02
Андалузит	—	2,7	—	—
Ильменорутил	7,0	—	—	0,2
Ксенотим	11,6	—	—	—
Торит	12,3	—	—	—

2. Поскольку в кварцевых жилах наблюдается резкое увеличение содержаний рудных минералов, минеральный анализ внешне «безрудных» кварцевых жил может помочь при установлении потенциальной рудоносности интрузивов в поисках связанных с ними рудопроявлений скарнового, грейзенового и других типов.

Действительно, сравнение средних содержаний акцессорных минералов и их коэффициентов концентрации в кварцевых жилах, связанных с рудоносными и нерудоносными массивами Акчатауского комплекса (Казахстан) показало их существенное отличие. Кварцевые жилы рудоносных массивов характеризуются более высокой степенью накопления в них таких рудных минералов, как мо-

Средние содержания ( $g/m$ ) и коэффициенты концентрации  
аксессуарных минералов в гранитах и кварцевых жилах  
Акчатаусского комплекса

Минералы	Рудоносные породы			Нерудоносные породы		
	Гранит 8	Кварцевые жилы 5	$K_k$	Гранит 12	Кварцевые жилы 3	$K_k$
Ильменорутил	58,43	20,65	0,35	0,1	2,43	24,3
Ортит	12,2	0,62	0,051	76,38	0,04	0,0005
Бастнезит	6,95	—	—	25,72	0,12	0,005
Ксенотим	14,43	110,48	7,656	14,78	7,4	0,5
Циркон	330,4	32,34	0,979	315,75	8,47	0,026
Молибденит	0,95	13,19	13,88	0,18	0,56	3,11
Повелит	—	171,91	—	—	79,58	—
Шеелит	0,03	41,35	1378,33	—	0,2	—
Вольфрамит	—	1040,74	—	—	0,007	—
Касситерит	0,038	4,56	120,0	0,15	0,003	0,02
Сфалерит	0,29	86,56	298,48	—	—	—
Галенит	1,21	0,34	0,28	—	—	—
Бисмутит	—	0,67	—	—	—	—
Трит	5,2	1171,0	225,19	0,36	7,12	19,77
Сфен	4,23	1,26	0,298	1688,9	0,99	0,0006
Ильменит	2620,1	1,53	0,0006	1750,8	9,57	0,0055
Рутил	239,01	564,73	2,363	46,6	56,47	1,21
Анатаз	5,95	1,6	0,269	7,82	0,42	0,054
Лейкоксен	14,11	105,34	7,466	202,48	26,47	0,13
Магнетит	169413,0	3,37	0,00002	9258,5	9,21	0,001
Гематит	172615,0	196,92	0,0011	6057,53	14,23	0,0024
Апатит	308,3	1,04	0,00033	232,8	1,71	0,0073
Флюорит	1575,0	1467,8	0,741	2496,5	453,92	0,18
Топаз	—	3219,04	—	—	0,29	—
Турмалин	0,003	—	—	0,89	0,04	0,045
Эпидот	2,2	2,6	1,18	282,9	0,16	0,0006
Гранат	1,3	3,14	2,42	70,6	0,31	0,0044
Дистен	0,85	1,0	1,18	—	0,001	—
Ставролит	—	0,18	—	—	—	—
Андалузит	—	0,1	—	—	—	—

либденит, шеелит, сфалерит, пирит, касситерит, а также редкоземельного минерала — ксенотима (табл. 4).

Изученные кварцевые жилы, связанные с гранитами Приазовья, не несут признаков, присущих рудоносным жилам. В подавляющем большинстве случаев коэффициенты концентрации аксессуарных минералов в них ниже, чем это характерно для кварцевых жил вообще (табл. 5). Только в кварцевых жилах Екатериновского массива, которые, судя по высокому содержанию в них топаза (табл. 3), являются более высокотемпературными, в несколько большей степени концентрируются халькопирит и пирит.

3. Устанавливаются и региональные отличия в минеральном составе кварцевых жил. Подобно гранитам, кварцевые жилы Урала

Сравнительные данные по величине коэффициентов концентрации акцессорных минералов в кварцевых жилах, связанных с гранитоидами Советского Союза в целом и Приазовья

Минерал	Советский Союз (в целом)	Приазовье	
		Салтычья Могила	Екатериновский массив
Халькопирит	17,33	0,03	20,00
Пирит	10,66	0,11	14,00
Арсенопирит	0,50	—	1,00
Аурипигмент	20,00	0,57	—
Реальгар	10,00	0,28	—
Молибденит	79,0	0,25	—
Галенит	76,50	0,43	0,20
Касситерит	0,02	—	0,01
Магнетит	0,13	0,05	5,30
Рутил	5,50	1,57	0,03
Сфен	0,10	0,04	—
Касситерит	0,02	—	0,01
Ильменит	0,17	0,01	—
Циркон	0,05	0,03	0,01
Ортит	0,05	0,01	—
Монацит	0,02	—	0,01
Тантало-ниобат	0,02	—	0,01
Гранат	0,38	0,67	1,00
Эпидот	1,00	0,38	0,05
Апатит	0,23	0,35	—
Флюорит	4,90	—	0,01

отличаются высоким содержанием ксенотима, а кварцевые жилы Тувы — циркона, ортита.

Кварцевые жилы, сопровождающие богатые титановыми минералами границы Салтычьеи Могила, характеризуются более высоким содержанием в них сфена, а кварцевые жилы Екатериновского массива — андалузита.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Е р д ж а н о в К. Е., Редкометалльные проявления на Акшоканском гранитном массиве.— Вестн. Казах. фил. АН СССР, 1946, № 2, 3.
2. К о т л я р В. Н., К р и с т а л ь н ы й Т. В., Месторождения тория в капиталистических странах, М., Госгеолтехиздат, 1958.
3. Р а д к е в и ч Е. А., О связи оловорудных, олово-полиметаллических и полиметаллических месторождений с магматизмом.— В кн.: Вопросы магматизма и металлогении СССР, Ташкент, Изд. АН УзССР, 1958.
5. Т у р о в с к и й С. Д., К минералогии «безрудных» жил.— Тр. ин-та геологии АН КиргССР, 1957, вып. 9.
5. Х а м и д о в М. Х., Генетические типы и особенности распространения акцессорных минералов в комплексе раннеальпийских гранитоидных пород Западного Памира.— Зап. Тадж. отд. Всес. минералог. об-ва, 1959, вып. 1.

THE ACCESORY MINERALS OF AZOV QUARTZ VEINS

Summary

Mineral composition of Azov quartz veins is inherited from mother granites.

Quartz veins of Saltichia Mogila granites, rich in titanium minerals, have more high content of sphene and of Ekaterinovskiy granites, rich in fluorite — high percentage of fluorite.

С. В. МЕТАЛИДИ, канд. геол.-мин. наук  
трест «Киевгеология»

**ИНДИКАТОРЫ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ**

Рудное редкометальное поле расположено в пределах крупной разломной структуры краевой части Украинского щита. Площадь его сложена в основном метасоматически измененными гранитами щелочного и субщелочного состава средне- и верхнепротерозойского возраста.

В структурном отношении рудное поле приурочено к центральной части разломной структуры, участку сочленения субширотных и субмеридиональных нарушений высокого порядка. Широкое развитие тектонических процессов — наличие зон катаклаза, милонитизации и брекчирования, простирающихся вдоль ориентации всей зоны и секущих их нарушений сбросо-сдвигового характера обусловило проявление интенсивной постмагматической деятельности. Эти нарушения привели к формированию метасоматитов.

Послемагматический метасоматоз проявился в два этапа: первый, региональный метасоматоз щелочной стадии (калишпатизация, альбитизация и грейзенизация), охвативший все породы разломной зоны, завершился формированием калишпатизированных, альбитизированных, грейзенизированных гранитов — апогранитов. Второй этап — локальный. Он является продолжением первого и характеризуется явно выраженным инфильтрационным проявлением, почти полным преобразованием пород, вплоть до образования мономинеральных фаций. Продуктами этого этапа являются редкометальные метасоматиты, подразделяющиеся нами на полевошпатовые, кварц-полево-шпатовые, биотит-полевошпатовые, кварц-полевошпат-сидерофиллитовые.

Редкометальные метасоматиты образуют тела жило- и линзообразной формы. Элементы залегания их: простирание северо-восточное  $50-70^\circ$ , падение северо-западное  $320-340^\circ$  под углом  $40-55^\circ$ .

Серия тел метасоматитов, кулисообразно залегающих, объединяется в единую рудную зону, границы которой контролируются развитием переходных (от апогранитов к метасоматитам) гранитов

с характерным голубым кварцем, почти повсеместно окаймляющих метасоматиты.

Для оценки перспектив рудоносности центральной части разломной зоны на редкие металлы проведена крупномасштабная геохимическая съемка по обнажениям, высыпкам и развалам коренных пород. По результатам анализов геохимических проб построены поэлементные геохимические карты и выделены перспективные площади для постановки поисково-разведочных работ. Основанием для такого выделения послужили петрохимические, минералогические и геохимические особенности пород разломной зоны. Эти же особенности легли в основу выявления индикаторов редкометального оруденения.

Петрохимические индикаторы определяют степень метасоматического изменения пород, а с процессами метасоматоза тесно связано рудообразование. Стадии постмагматического изменения сохраняют свое значение и для рудоотложения. Д. С. Коржинский подчеркивает, что «оруденение представляет собой результат более интенсивного воздействия тех же самых растворов, которые производят метасоматическое изменение окружающих пород» [3].

Наиболее метасоматически измененные граниты разломной зоны характеризуются петрохимическими параметрами, свойственными для рудоносных пород.

*Отношение Mg/Li.* От неизменных к метасоматически преобразованным гранитам значение этого отношения уменьшается от 188 до 6, достигая в редкометальных метасоматитах значений менее 4,8. Это подчеркивает существенно накопление лития в процессе постмагматического изменения, особенно на стадии грейзенизации (табл. 1).

*Отношение K/Rb* — важнейший индикатор степени метасоматического изменения и рудоносности гранитоидов. Оно детально изучено для интрузивных и метасоматических образований разломной зоны. Полученные данные позволяют уточнить значения этого отношения для пород разломной зоны.

Неизменные оснические граниты характеризуются отношением K/Rb, равным 239; слабо преобразованные производные оснического комплекса — значениями от 134 до 70, гнейсовидные граниты — 58, а редкометальные метасоматиты — 34. Таким образом, рудоносные породы четко выделяются низким отношением K/Rb в связи со все возрастающим накоплением рубидия в ходе метасоматического изменения.

*Коэффициент железистости*  $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$  от неизменных к метасоматически преобразованным гранитам и редкометальным метасоматитам увеличивается от 2,5 до 22, подтверждая определяющую роль в формировании апогранитовых метасоматитов процессов грейзенизации (сидерофиллитизации).

Важным индикатором для поисков редкометального оруденения являются минералогические особенности изучаемых пород и

микроэлементный состав породообразующих и аксессуарных минералов.

К типоморфным минералам гнейсовидных гранитов относятся: касситерит, циркон, сидерофиллит, магнетит, колумбит, флюорит.

Таблица 1

Mg/Li-, K/Rb-отношения и коэффициенты железистости  
в породах разломной зоны

Породы	Mg/Li	K/Rb	$\frac{FeO + Fe_2O_3}{MgO}$
Гранит кировоградский	170	304	2,5
Гранит осницкий	188	239	4,8
Гранит крупнозернистый, слабо измененный	66	73	9,5
Гранит среднезернистый, слабо гнейсовидный, слабо измененный	60	134	10,0
Гранит кварц-калишпат-пертитового состава, гнейсовидный, интенсивно метасоматически измененный	5,9	58	22
Метасоматиты редкометалльные (среднее из 4 разновидностей)	4,8	34	13,5

рит, фенакит и вольфрамит. Эти минералы образуют относительно значительные скопления в метасоматически измененных гранитах и локальных метасоматитах и полностью отсутствуют в неизмененных кировоградских и осницких гранитоидах (табл. 2).

Среди указанных минералов только циркон относится к «сквозным».

Другим важным критерием редкометалльного оруденения является накопление редких элементов в одноименных породообразующих и аксессуарных минералах от неизмененных к метасоматически преобразованным гранитам.

Содержания Li в полевых шпатах от осницких к гнейсовидным гранитам и метасоматитам увеличивается от 0,0032 до 0,012%. Rb — от 0,05 до 0,105%, Cs — от 0,001 до 0,0067%. BeO — от 0,0008 до 0,006%.

Слюды этих пород еще более контрастно подчеркивают рудогенерирующую способность гнейсовидных гранитов.

Концентрация Li<sub>2</sub>O в слюдах осницких гранитов составляет 0,007%, гнейсовидных гранитов — 0,55%, метасоматитов — до 1,301%. Содержания рубидия соответственно — 0,068, 0,697, 0,632; цезия — 0,0033, 0,0202, 0,0217; BeO — 0,0007, 0,0053%.

Накопление редких щелочных и рассеянных элементов в породообразующих и аксессуарных минералах пород по мере возрастания степени метасоматического изменения указывает на рудогенерирующую способность гнейсовидных гранитов кварц-калишпат-пертитового состава и их потенциальную рудоносность [5].

Этот факт подтверждается геохимической специализацией этих

пород, характером распределения редких элементов и фтора в них. Содержания бериллия в гнейсовидных гранитах достигают 0,0021%, олова соответственно — 0,0006 и 0,0072%, редких земель 0,024 и 0,096%, циркония — 0,022 и 0,055%, лития — 0,0025 и 0,02%, рубидия — 0,014 и 0,07%, пятиокиси тантала — 0,0003 и 0,0025%, пятиокиси ниобия — 0,003 и 0,018%.

Таблица 2

Содержание акцессорных минералов метасоматически измененных пород разломной зоны, вес. %

Минералы	Гранит гнейсовидный	Околорудный гранит	Локальные метасоматиты (среднее)	Неизмененные граниты оснищике
Флюорит	0,091	0,230	0,131	Зн
Магнетит	0,033	0,010	0,227	—
Вольфрамит	—	—	Зн	—
Фенакит	Зн	0,010	0,021	—
Касситерит	Зн	0,007	0,0025	—
Колумбит	Зн	0,005	0,008	—
Циркон	0,006	0,041	0,007	Зн

Особенно четко рудоносность гнейсовидных гранитов подчеркивает фтор, концентрация которого от неизмененных к метасоматически преобразованным гнейсовидным гранитам увеличивается более чем в 10 раз — от 0,035 до 0,44.

Установлен факт увеличения дисперсии в распределении элементов в метасоматически измененных породах, что также указывает на возможности концентрации редких элементов в гнейсовидных гранитах.

Вышеизложенные петрохимические и геохимические данные определяют гнейсовидные граниты как рудоносные и, следовательно, являются индикаторами редкометальных метасоматитов.

Для выявления элементов-индикаторов поисков скрытого редкометального оруденения нами изучены эндогенные ореолы его рассеяния.

Ореолы рассеяния характеризуются многокомпонентностью. В них обнаружены: бериллий, олово, свинец, цинк, галлий, медь, вольфрам, литий, ниобий, серебро, молибден и др. Причем цинк, свинец, олово, галлий коррелируются с основным рудным элементом и являются прямыми индикаторами оруденения.

*Бериллий.* Эндогенные ореолы рассеяния бериллия широко распространены на территории разломной зоны и особенно в ее центральной части, образуя либо сближенные, либо разобщенные, расплывчатые, небольшой интенсивности ореолы, простирающиеся согласно с основными структурами района.

Центральная часть зоны наиболее насыщена аномальными ореолами. Выделяются три ореольные зоны, фиксирующие рудные

зоны по южному и северному контактам интенсивно метасоматически измененных гранитов и участка распространения сиенитовых пород. Наиболее интенсивные ореолы рассеяния бериллия связаны с гнейсовидными гранитами, к периферии зоны степень метасоматических преобразований ослабевает, снижается также содержание бериллия в ореолах.

Вокруг тел метасоматитов бериллий образует выдержанный ореол рассеяния. Выше их ореол прослеживается не более 10—15 м. Общая протяженность ореолов рассеяния бериллия по падению вокруг обособленных тел метасоматитов достигает десятков метров. На участках сближенных тел протяженность некоторых ореолов по падению увеличивается. Широкое развитие, но малая интенсивность ореолов на рудном поле указывает, очевидно, на значительную глубину залегания тел метасоматитов (более 200 м).

**Цинк.** Он является сопутствующим элементом-индикатором редкометалльного оруденения. Ореолы рассеяния цинка по сравнению с бериллием имеют ограниченное развитие, хотя в целом охватывают ту же площадь. Он образует разобранные мелкие, линзовидной формы ореолы рассеяния, ориентированные согласно структурам и зонам метасоматического изменения пород. Размер ореолов колеблется от 100—50 м до 1500—300 м. Интенсивность их не превышает 0,1 %.

Ореолы рассеяния цинка четко приурочены к телам метасоматитов. Как и бериллий, образует узкий ореол небольшой интенсивности, протяженность по падению не более 150 м (обычно 50—100 м).

**Свинец.** Высокая чувствительность анализа на свинец позволяет определить близкие к истинным размеры его ореолов. В плане они образуют крупные ореольные зоны, тяготеющие к площади развития ореолов бериллия и цинка, но пользующихся более широким развитием, чем последние. Из выявленных вокруг тел метасоматитов ореолов, ореол свинца является первым по распространенности и размерам. Вертикальная протяженность ореолов свинца, как и бериллия, полностью установлены. Отдельные из них прослеживаются на 600 м и по падению до 200—300 м выше и ниже тел метасоматитов. Основной закономерностью в локализации ореолов свинца является его приуроченность к метасоматитам.

**Олово.** Ореолы рассеяния олова пользуются более ограниченным распространением, чем ореолы бериллия и свинца, хотя в целом локализируются в пределах тех же площадей метасоматически измененных пород разломной зоны. В 90 % изученных геохимических разрезов ореолы рассеяния олова располагаются между телами метасоматитов в рудовмещающих породах, имеют протяженность более 100 м, ширину до 10 м при интенсивности 0,01 %. Необходимо отметить, что ореолы олова расплывчаты и подчеркивают лишь общее повышение концентрации его в пределах рудных зон, а не отдельных тел метасоматитов.

Интенсивные и протяженные ореолы рассеяния в зоне образуют

также ниобий, галлий, редкие земли, литий, медь, локальные — молибден, серебро, торий, вольфрам.

Ореолы рассеяния ниобия приурочены обычно к полю развития гнейсовидных гранитов, галлия — к метасоматитам существенно

Т а б л и ц а 3

Коэффициенты железистости  
и K/Rb-, Mg/Li-  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$ -отношений  
в под- и надрудных частях тел метасоматитов

Породы	Коэффициент железистости	K/Rb	Mg/Li	$Fe^{+3}/Fe^{+2}$
Гранит гнейсовидный надрудный	38—40	58	5,7	0,65
Метасоматит редкометальный	13	32	4,9	0,44—0,75
Гранит гнейсовидный подрудный	18—19	37—39	4,3	1,14

полевошпатового состава. Ореолы лития тяготеют к околорудным гранитам с голубым кварцем, либо к слюдисто-полевошпатовым метасоматитам и сидерофиллитовым грейzenам.

Ореолы редких земель и меди широко распространены, но четкой приуроченности их не установлено. Молибден, вольфрам, торий, серебро образуют локальные ореолы рассеяния, из которых только вольфрам четко приурочивается к богатым редкометальным метасоматитам.

Значительная часть описанных ореолов рассеяния характеризуется определенной зональностью. Ореолы свинца, как наиболее широкие и протяженные, вмещают ореолы цинка и бериллия. Ореол рассеяния вольфрама занимает центральную часть метасоматитов и резко уступает по своим размерам в большей мере ореолу цинка, в меньшей — бериллия.

Ореолы рассеяния цинка и бериллия полностью повторяют формы тел метасоматитов.

Кроме изучения зональности ореолов рассеяния элементов, для выявления наиболее информативных признаков, позволяющих отнести ту или иную часть разреза поисковых и разведочных скважин к над- или подрудной толще вмещающих гранитов, исследовано распределение петрогенных и редких элементов количественными методами в шести изолированных телах метасоматитов. Анализ этого материала позволяет констатировать следующее:

а) по коэффициенту железистости надрудная часть гнейсовидных гранитов резко отличается от подрудной части гранитов и метасоматитов, в надрудных значения его достигают 38—40, в подрудных — 18—19 (табл. 3);

б) отношение  $Fe^{+2}/Fe^{+3}$  почти в 2 раза выше в подрудной части по сравнению с надрудной;

в) отношение  $Al/Si$  и  $Mg/Li$  в гнейсовидных гранитах ниже, чем в метасоматитах, в над- и подрудных частях гранитов, а отношения  $K/Rb$  ниже в метасоматитах.

Петрохимические параметры подчеркивают зональность метасоматической колонки в плане: от периферии (гнейсовидные граниты) к центру (редкометалльные метасоматиты) наблюдается отчетливое изменение коэффициентов и отношений — уменьшение коэффициентов агаптивности,  $K/Rb$ , отношения  $Nb/Ta$  и увеличение других отношений.

Отношения элементов, не подвергающихся изменениям в над- и подрудной частях разреза к элементам, имеющим тенденцию к накоплению в каких-либо околорудных породах, довольно контрастны и могут быть использованы при поисках рудоносных пород и скрытых на глубине редкометалльных метасоматитов.

В заключение отметим, что индикаторами редкометалльного оруденения являются такие факторы.

1. Обнаружение интенсивно метасоматически измененных гранитов, характеризующихся: а) кварц-калишпат-пертитовым составом; б) низкими отношениями  $K/Rb$  и  $Mg/Li$  и высоким коэффициентом железистости; в) набором основных типоморфных акцессорных минералов (касситеритом, колумбитом, торитом, фенакитом, сидерофиллитом, магнетитом, флюоритом, вольфрамитом); г) высоким содержанием редких элементов в породообразующих и акцессорных минералах; д) положительной геохимической специализацией и высокой дисперсией распределения редких элементов.

2. Нахождение метасоматитов полевошпатового, кварц-полевошпатового, биотит-полевошпатового и кварц-полевошпат-сидерофиллитового состава.

3. Первичные ореолы рассеяния бериллия, олова, цинка, свинца, галлия и других элементов, особенно элементов, коррелирующихся с основным рудным компонентом.

4. Наличие полей отрицательных аномалий, как в окружении рудного поля, так и вблизи отдельных тел метасоматитов.

5. Вторичные ореолы рассеяния бериллия, цинка, иттрия, олова, свинца.

6. Параметры ореолов рассеяния и их зональность.

7. Закономерность изменения петрохимических параметров (железистости, щелочности отношений  $K/Rb$ ,  $Mg/Li$ ,  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$ ) в над- и подрудной частях тел метасоматитов.

Все эти данные в совокупности являются надежными индикаторами для поисков скрытых тел редкометалльных метасоматитов.

При изучении метасоматических образований необходимо проведение комплекса минералого-геохимических исследований для определения различных геохимических параметров. Особый интерес

представляет разработка соответствующих индикаторов для докембрийских формаций и сопоставление их с аналогичными показателями для фанерозойских рудоносных пород.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А. П., Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.

2. Коржинский Д. С., Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в изучении о магматогенных месторождениях, Изд-во АН СССР, 1953.

3. Ляхович В. В., О признаках рудогенерирующей способности гранитоидов.— Геология рудных месторождений, 1969, 11, 2.

*S. V. Metalidy*

## INDICATIONS OF THE RAREMETALLIC ORE CHETE

### Summary

In this work were lighted criterions of the ore bearing of tectonice zone and an indications of search hidden of the rarelymetallic ore chete.

П. С. КАРМАЗИН, канд. геол.-мин. наук  
Артемовская геофизическая экспедиция  
треста «Днепрогеофизика» МГ УССР

## ПРИМЕНЕНИЕ ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ОЦЕНКЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ДОНБАССА С ПРИАЗОВЬЕМ

По мере усложнения задач геологической службы в Донбассе, в частности, в зоне сочленения его с приазовской частью Украинского щита, ставятся принципиально новые методические требования к геологическим исследованиям. Выражением этой тенденции является проведение в последние 5 лет между восточным продолжением Приазовского кристаллического массива и центральной частью бассейна глубинного геологического картирования. Оно направлено на поиски месторождений как угля, так и месторождений флюорита, цветных, редких, благородных металлов и алмазов.

Одним из элементов глубинного картирования являются геофизические исследования. Ими решаются структурные задачи и задачи выявления и картирования магматических пород.

При указанном сочетании задачи собственно картировочные решаются в основном успешно. Но решение задач поисков гидротермального оруденения встречает серьезные затруднения, что связано со следующим.

Несмотря на то, что одно из крупнейших месторождений ртути — Никитовское — известно с 1879 г., а серебряно-свинцовые руды Нагольского кряжа — с 1800 г. [10], надежные и конкретные поисковые критерии и признаки таких месторождений до сих пор не выработаны, хотя общеизвестен контроль названных руд (как и вообще гидротермального оруденения) разрывными тектоническими нарушениями. Сложность, однако, состоит в том, что в Донбассе и в зоне его сочленения с Приазовским массивом имеется огромное количество разрывных нарушений. Геолого-исторические особенности и глубинность большинства из них не расшифрованы, т. е. оценка потенциальной рудоносности каждого из нарушений, прогнозирование и поиски месторождений затруднены или невозможны. В связи с этим для глубинного картирования наряду с геологическими и геофизическими методами привлечены литогеохимические исследования.

По организационно-методическим соображениям они выполняются в комплексе с геофизическими методами. Сочетание названных трех методов позволяет выявить тонкие черты геологического строения, недоступные каждому из видов в отдельности.

Работы проведены в междуречье рр. Крынки и Миуса. Эта территория сложена каменноугольными отложениями свит  $C_1^1$ ;  $C_1^2$ ,  $C_1^3$ ;  $C_1^4$ ;  $C_1^5$ ;  $C_2^1$ ;  $C_2^2$ ;  $C_2^3$ . Они начинаются слегащей на кристаллическом фундаменте толщи известняков мощностью в несколько десятков метров. Вышележащая толща сложена сланцами с прослоями песчаников и маломощными слоями известняков общей мощностью от 4 до более 10 км. На уровень эрозионного среза выходят свиты  $C_1^4$ ;  $C_1^5$ ;  $C_2^2$ ;  $C_2^3$ .

Основным элементом складчатой тектоники является Южная антиклиналь и II южная синклиналь, осложненные на юге мелкой складчатостью. Дизъюнктивная тектоника сложная и представлена продольно-диагональными надвигами с амплитудой до 250 м на севере, продольными сбросами с амплитудой до 800 м на юге и немногочисленными меридиональными нарушениями. До проведения глубинного картирования было известно около 70 даек лампрофиров и межпластовых залежей диоритов, которые связывались с широтными сбросами на юге обнаженного карбона [2, 7].

Магнитометрической съемкой при глубинном картировании между рр. Крынка и Миус, а затем и восточнее, до р. Тузлов, закартирована состоящая из многих сотен даек зона, ширина которой превышает 40 км [4, 5]. Ориентировка зоны север-северо-восточная, т. е. вкрест основной складчатости (рис. 1). В сторону Донбасса область массового выхода даек на уровень эрозионного среза прослеживается на 20 км. Северная граница этой области неправильная и нечеткая. Количество даек, выходящих на уровень среза, уменьшается постепенно в сторону оси Донбасса, где мощность осадков карбона достигает 18 км [6]. Вероятно, зона даек продолжается и к северу от области их массового выхода на уровень современ-

ного среза, но при увеличении мощности осадков дайки не достигают названного уровня. В пользу этого говорит тот факт, что одна из полос даек прослеживается на 40 км, до пересечения с осью Главной антиклинали, т. е. пересекает всю толщу карбона в месте ее макси-

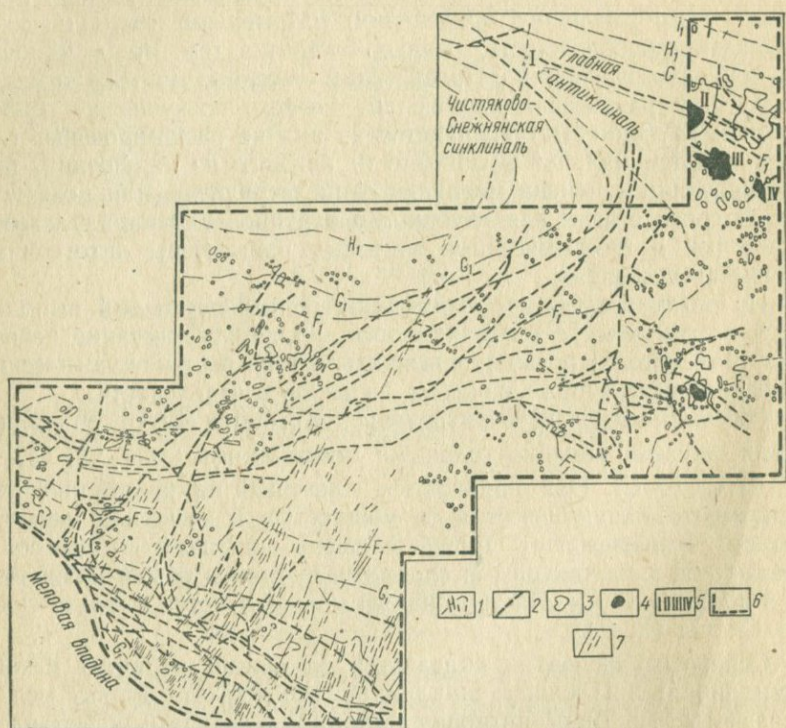


Рис. 1. Соотношение даек, разрывных нарушений, ореолов рассеяния: 1 — пласты известняков, разделяющие свиты карбона; 2 — разрывные тектонические нарушения; 3 — ореолы рассеяния ртути; 4 — ореолы рассеяния цинка, серебра, свинца; 5 — рудопроявления (I — Ново-Павловское, II — Есауловское, III — Острый Бугор, IV — Центрально-Нагольчанское); 6 — граница литогеохимической съемки; 7 — дайки.

мальной мощности. Эта полоса расположена в условиях, наиболее благоприятных для проникновения магмы: на границе Ровеньковского поднятия, оценивающегося как проявление глубинного разлома [8].

Поперечные малоамплитудные сбросы восточного замыкания Чистяково-Снежинской синклинали (секущегося полосой даек) также связаны с Ровеньковским поднятием. С глубиной к горизонту  $H_1$  они теряют амплитуду и ниже горизонта  $H_1$  сопровождаются зоной мелких сопутствующих параллельных трещин, уходящих на глубину [11]. Данные сбросы — трещины, параллельные дайкам, расположены вкрест простираения пластов, имеют, как и дай-

ки, крутое падение и, вероятно, являются продолжением трещин, вмещающих дайки.

Вторая, далеко выступающая к северу полоса даек, отмечена возле восточной границы исследованной территории.

Характерной особенностью трещин, вмещающих дайки, является их безамплитудность. По ним не происходили ни вертикальные, ни горизонтальные перемещения блоков пород (рис. 2). Поэтому

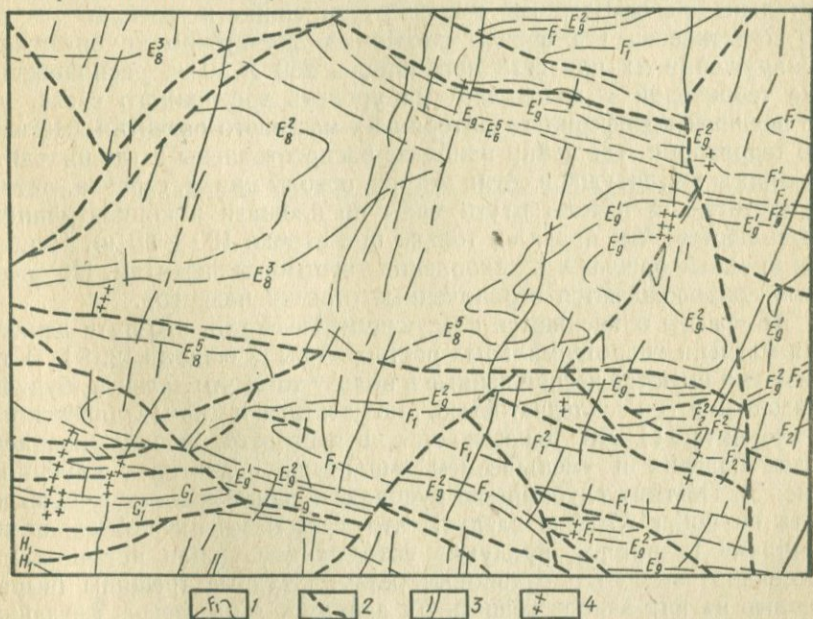


Рис. 2. Соотношение складок каменноугольных отложений и разрывных нарушений с дайками:

1 — пласты известняков; 2 — разрывные тектонические нарушения; 3 — дайки, прослеженные магнитной съемкой по сети  $50 \times 10$  м; 4 — дайки, прослеженные по обнажениям при обследовании магнитных аномалий.

выделение трещин оказалось возможным только благодаря тому, что часть их залечена магнитными магматическими породами (в обнажениях они в подавляющем большинстве случаев задерживаны или засыпаны щебенкой сланцев). При отсутствии даек эти трещины не выделяются в массе прочих трещин.

Дайками фиксируется зона глубинных трещин. Глубинность ее определяется тем, что дайки слагаются базальтоидами, источником которых, по общепринятым представлениям [3], являются подкоровые, мантийные горизонты Земли.

Таким образом, в данном районе, наряду с многочисленными крупноамплитудными разрывными нарушениями, имеет место глубинная зона безамплитудных трещин. Хотя глубинные трещины наложены на складчатость, они моложе сбросов и надвигов, наложенных на них (рис. 1, 2).

Сочетание сбросов и надвигов с глубинными трещинами еще более усложняет выбор направления поисков.

В этих условиях существенную помощь оказывает литогеохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния. Съемка проведена по сети  $25 \times 50$  м. Выявлены два типа вторичных ореолов рассеяния: ртутные и цинк-серебро-ртутные. Те и другие сопровождаются слабо контрастными ореолами молибдена, по площади значительно превосходящими ореолы ртути, цинка и серебра.

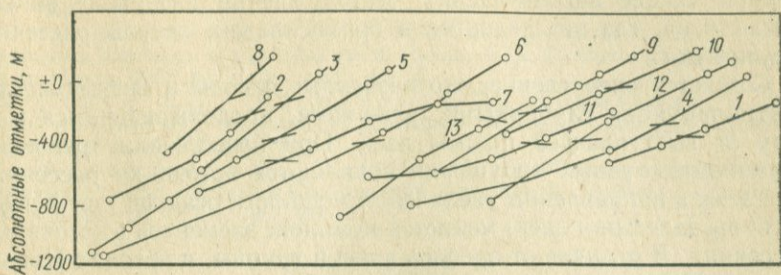
Практически все ореолы рассеяния, достаточно крупные для обнаружения их при сети пробоботбора  $250 \times 50$  м, расположены вне территории выходов даек на уровень эрозионного среза, но по внешней периферии территории их массового развития. На юге же территории, где дайки наиболее распространены и где находятся сбросы амплитудой в сотни метров, ореолы цинка, серебра, лития отсутствуют, а ореолы ртути малы по площади и концентрациям (выявляются, как правило, только при съемке  $100 \times 20$  м). Наиболее крупные ореолы и их скопления тяготеют к надвигам. Но ореолами сопровождаются ограниченные отрезки надвигов.

Эти факты объясняются следующим. Известно, что пути движения магмы и гидротермальных растворов были общими [2, 9]. В то же время имеются веские данные в пользу того, что надвиги, будучи связанными со складчатостью, не достигают кристаллического фундамента [1]. Это доказывается, в частности, выполаживанием углов падения и уменьшением амплитуды надвигов с глубиной (рис. 3). Поэтому глубинными рудоподводящими каналами надвиги быть не могут. Отсюда следует, что единственными подводящими каналами гидротерм, продукты которых послужили источниками рассеяния, являются глубинные безамплитудные трещины (выраженные на юге заполняющими их дайками, а на севере, где дайки не доходят до уровня современного эрозионного среза, не имеющие пока четких диагностических признаков на поверхности, но обнаруживающиеся горными работами).

Поскольку гидротермальные растворы движутся впереди магмы, то продукты гидротерм отлагались выше даек. Поэтому на территории выхода даек на уровень современного эрозионного среза продукты гидротермальной деятельности, отложившиеся в толще осадков выше даек, эродированы. Севернее, где дайки не достигают уровня современного среза, реализация потенциальных возможностей гидротерм, двигавшихся по глубинным трещинам, осуществлялась только в благоприятных условиях. Этими условиями являлись плоскости надвигов, служившие экранами для рудоносных растворов, при наличии других благоприятных условий (структурных — брахискладки, литологических — песчаники, известняки и др.). Надвиги являются нарушениями рудоконтролирующими.

Показательна полоса даек вблизи восточной границы площади литогеохимической съемки. В створе с полосой даек, севернее ее выклинивания, на уровне среза в тектоническом узле располагаются ореолы рассеяния серебра, цинка, ртути, приуроченные к полого-

залегающим пластам известняков. Еще севернее, в створе с полосой даек и указанными ореолами, расположены месторождения Есау-



a

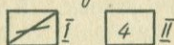
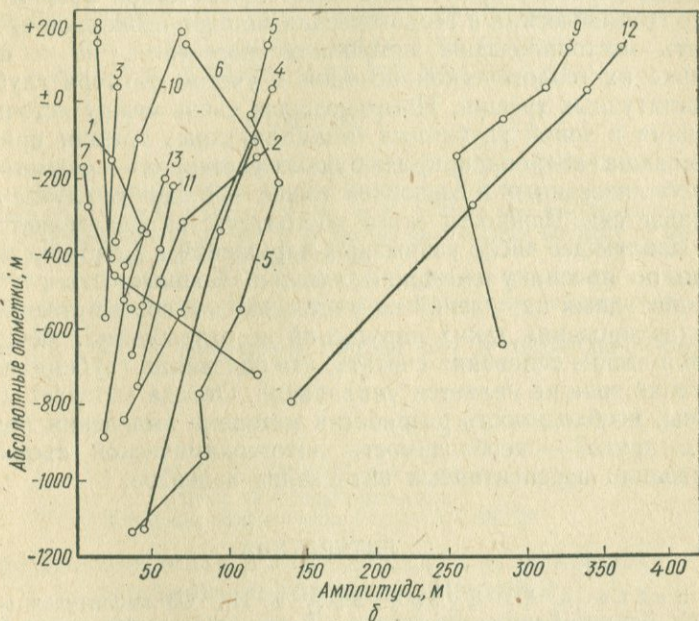


Рис. 3. Профили сместителей надвигов (a) и изменение амплитуд надвигов с глубиной на юго-восточном крыле Кальмиус-Торецкой котловины (по А. И. Очеретенко):

I — направление падения угленосной толщи. II — надвиги: 1 — надвиг «Б»; 2 — Октябрьский, 3 — Пастуховский, 4 — Итальянский, 5 — Тимошенко, 6 — Григорьевский, 7 — Ново-Чайкинский, 8 — Орджоникидзевский, 9 — Французский, 10 — Мушкетовский, 11 — Промежуточный, 12 — Калининский, 13 — Безымянный.

ловское, Острый Бугор, Центрально-Нагольчанское, приуроченные к надвигам и одновременно к брахискладкам.

Следует заметить, что на перечисленных месторождениях имеются многочисленные поперечные трещины, ориентировка и углы

падения которых соответствуют ориентировкам и углам падения даек. К ним приурочено наиболее богатое оруденение. В расположенном южнее нагольчанских месторождений интервале описанного створа, где нет надвигов и брахискладок, ореолы рассеяния отсутствуют.

Создается впечатление, что названные ореолы и месторождения контролируются глубинными трещинами, продолжающимися к северу от выступающей полосы даек. При пересечении трещинами крупноамплитудных нарушений появляются источники рассеяния. При этом в направлении увеличения мощности осадков (увеличения глубины залегания даек) меняется комплекс элементов в источниках рассеяния. В отличие от ореолов южной группы, в ореолах Нагольного кряжа появляются сурьма и мышьяк.

Таким образом, применение литогеохимической съемки в комплексе геофизических и геологических методов позволило не только выявить местоположение источников рассеяния, но и подойти к оценке их геологической позиции с учетом фактора глубинных безамплитудных трещин. Намечающаяся связь между источниками рассеяния и зоной глубинных безамплитудных трещин принципиально важна (вопрос о природе рудных растворов — магматических или мобилизованных в осадочной толще — в данном случае не рассматривается). Важность этого обстоятельства определяется тем, что подавляющее число разрывных нарушений в Донбассе закартировано по признаку смещения пластов. Возможность глубинных безамплитудных нарушений не учитывалась и соответственно методика картирования таких нарушений не разработана. Между тем, имеются веские основания считать, что описанная глубинная безамплитудная зона не является уникальной. Отсюда вытекает, с одной стороны, необходимость разработки методики выделения подобных зон, с другой — необходимость литогеохимической съемки для локализации перспективных интервалов надвигов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бабич А. А., Дубровный В. И., Об амплитудах основных разрывов Донецко-Макеевского района. — В кн.: Степановские чтения, Изд. Донецкого НТГО, 1969.
2. Бутурлинов Н. В., Панов Б. С., Об изверженных породах и рудной минерализации Донецкого бассейна. — Записки Всесоюзного минералогического общества, 1959, вторая серия, часть 88, вып. 4.
3. Йодер Г. С., Тилли К. Э., Происхождение базальтовых магм, «Мир», 1965.
4. Кармазин П. С., Об изверженных породах в Амвросиевском районе Донбасса. — Геологический журнал АН УССР, 1969, № 5.
5. Кармазин П. С., Изучение глубинных разрывных нарушений в связи с поисками магматического оруденения в открытом Донбассе. — В кн.: Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых, «Наукова Думка» 1971.
6. Левенштейн М. Л., Анализ изменения мощности каменноугольных отложений. — В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, 1, Госгеолтехиздат, 1963.

7. Мефферт Б. Ф., Об условиях залегания ультраосновных пород в Таганрогском округе.— Изв. геол. ком. 1920, 37, № 3, 4.

8. Майданович И. А., О глубинной тектонике Донбасса.— ДАН УССР, 1968.

9. Никольский И. Л., Структурные факторы локализации ртутного оруденения в Донбассе и их поисковое значение.— Тр. Донецкого политехнического института, 1962, 64, серия геол., вып. 4.

10. Новик Е. О., Пермяков В. В., Коваленко Е. Е., История геологических исследований Донецкого каменноугольного бассейна (1700—1917), Изд. АН УССР, 1960.

11. Филиппов Д. П., Шойхед М. А., Некоторые особенности поперечных сбросов Чистяково-Снежнянской синклинали Донбасса.— Геологический журнал АН УССР, 1968, № 1.

*P. S. Karmasin*

APPLICATION OF LITHOGEOCHEMICAL INVESTIGATION  
WHEN ESTIMATING THE RESULTS OF GEOPHYSICAL  
ONE IN THE JOINT ZONE OF THE DONBAS  
AND THE TERRITORY BY THE SEA OF AZOV

Summary

The dike zone of more than 40 km width and 20 km long towards the Donbas axis is mapped by magnetic prospecting; some dike lines reach this axis.

The dispersion halo of mercury, silver, lead, lithium and molybdenum is discovered by lithogeochemical survey. It is located on the outer territory of the dike zone and approach a limited interval of thrust.

In comparison with faults and thrusts only fissures with dikes inside are abysmal and mineralizing. They extend sometimes to the north of dike outcrops at the level of a modern erosive shear.

Thrust is a screen for hydrothermal solution that is dislocation ore-bearing.

М. М. КОМСКИЙ, нач. партии  
трест «Укргеофизразведка»  
Киевский геофизический трест МГ УССР

**МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ  
ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ**

Содержание и закономерности распределения малых химических элементов в осадочных породах отдельных регионов изучены весьма слабо. Однако эти сведения необходимы как для решения общей проблемы закономерности распределения химических элементов в земной коре, так и для решения целого ряда частных и практических задач, связанных с поисками рудных месторождений, палеотектонической и палеогеографической реконструкцией, изучением условий выветривания, переноса, осадконакопления и др.

В настоящей работе приводятся сведения о содержаниях и некоторых закономерностях распределения химических элементов в отложениях киевской, харьковской и полтавской свит кайнозоя в Днепровско-Донецкой впадине.

Содержание элементов в пробах определяли методами количественного (амалитик Полунина М. П.), приближенно-количественного (аналитик Тепляков В. Г.) и полуколичественного (аналитик Эльберт З. А.) спектральных анализов. Подавляющее большинство проб проанализировано методом приближенно-количественного анализа. Относительные квадратические ошибки этого метода, вычисленные по 30-кратным анализам одной пробы, лежат в пределах 8—25%.

Отложения киевской свиты сложены тремя горизонтами [1, 4]. Нижний горизонт представлен глауконитовыми разнозернистыми песками, содержащими стяжения песчанистого фосфорита. В верхней части пески сильно известковистые. Мощность горизонта невелика — 1,5—4,5 м. \*

Средний горизонт сложен голубовато-серыми и зеленовато-серыми мергелями, распространенными повсеместно в Днепровско-Донецкой впадине. Мощность мергелей в среднем около 30 м.

К верхнему горизонту киевской свиты относится толща зеленовато-серых или светло-серых, слабо известковистых или бескарбонатных глин. Мощность горизонта колеблется на большинстве площадей в пределах 3—10 м.

Сведений о содержании малых элементов в нижнем горизонте киевской свиты очень мало. Средние содержания элементов, определенные по девяти единичным пробам, отобранным в основном в северной бортовой зоне Днепровско-Донецкой впадины, приведены в табл. 1.

Содержание малых элементов в мергелях киевской свиты определены по результатам анализов 142 проб, отобранных на различных площадях Днепровско-Донецкой впадины. В связи с тем, что распределения большинства элементов хорошо аппроксимируются нормальным законом или логарифмически-нормальным с малой дисперсией, результаты представлены в виде средних арифметических значений и пределов колебаний содержаний. Из последних исключены «ураганные» значения содержаний.

Обращает на себя внимание стабильность содержаний всех элементов в мергелях. Вне зависимости от места отбора проб — на бортах впадины, в пределах центрального грабена и на купольных поднятиях содержание всех исследованных элементов практически одинаково. Это явление можно объяснить следующим. В палеогеновое время основным источником осадков Днепровско-Донецкой впадины являлись породы Украинского щита [1]. В течение верхнего эоцена, когда формировались осадки киевской свиты, вся Днепровско-Донецкая впадина и почти вся территория щита были покрыты морем, наиболее глубоким во время отложения мергелистой толщи. Это резко уменьшило привнос материала со щита и создало примерно одинаковые условия осадконакопления на всей территории Днепровско-Донецкой впадины. Время образования глин верхнего горизонта киевской свиты соответствует обмелению моря и увеличению сноса осадков с Украинского щита. В связи с этим

## Содержание малых элементов в отложениях киевской свиты

Элемент	Нижний горизонт		Мергель		Глины	
	среднее содержание, %	пределы колебаний содержания, %	среднее содержание, %	пределы колебаний содержания, %	среднее содержание	пределы колебаний содержания, %
Ba			0,047	0,032—0,065	0,064	0,04—0,1
Be			0,0001	0,00008—0,00018	0,00024	0,0001—0,0008
Sn	0,0002	0,0000—0,0004	0,00012	следы—0,00018	0,0002	0,0001—0,0003
Pb	0,0002	0,00015—0,00030	0,00048	0,0003—0,00065	0,0017	0,0008—0,004
Ti	0,5	0,3—0,6	0,123	0,075—0,180	0,3	0,1—0,8
Mn	0,020	0,015—0,030	0,033	0,025—0,041	0,034	0,025—0,045
Nb			0,0012	0,0008—0,0014	0,0023	0,0017—0,003
Cr	0,0002	—	0,003	0,002—0,004	0,007	0,004—0,01
Ni	0,0015	0,001—0,003	0,0015	0,001—0,002	0,0035	0,002—0,006
Mo			0,0002	0,0001—0,0003	0,0004	0,0002—0,0006
Cu	0,003	0,0002—0,0005	0,002	0,0015—0,0025	0,0032	0,001—0,005
Zn	0,005	0,002—0,007	0,002	0,0017—0,0024	0,0049	0,003—0,008
V	0,012	0,007—0,015	0,004	0,003—0,005	0,0115	0,006—0,015
Co	0,001	0—0,002	0,0008	0,0006—0,0010	0,002	0,0015—0,0030
Zr	0,003	0,002—0,005	0,0116	0,008—0,015	0,025	0,015—0,040
Ga	0,0002	—	0,00023	0,00015—0,00032	0,0007	0,0005—0,0010
G			0,0012	0,0010—0,0015	0,002	0,001—0,003

увеличивается и изменчивость в содержании элементов на различных площадях Днепровско-Донецкой впадины, средние содержания и пределы колебаний которых (по результатам анализа 32 проб, отобранных на 14 площадях) приведены в табл. 1.

Отложения харьковской свиты развиты в Днепровско-Донецкой впадине достаточно широко и только в глубоких долинах рек частично или полностью размывы [1, 3, 4]. Мощность этих отложений зависит от условий залегания, увеличиваясь при общем погружении свиты и уменьшаясь на поднятиях. В бортовых районах впадины мощность 15—25 м, в центральной части увеличивается до 60—80 м и более. Значительно меняется мощность свиты и в различных элементах купольных структур.

В основании свиты часто залегает пласт кремнистого кварцево-глауконитового разномзернистого песчаника. Иногда вместо него наблюдаются охристые крупнозернистые пески с глыбами железистых песчаников. В погруженных частях Днепровско-Донецкой впадины в основании свиты залегают тонкозернистые глауконитокварцевые глинистые пески и глины. Возраст этих отложений нижнеолигоценый. Выше залегают наиболее распространенные породы харьковской свиты — зеленые глауконитово-кварцевые пески с различным содержанием глинистого материала, с подчиненными прослойками глауконитовых зеленовато-серых бескарбонатных глин, сходных с глинами нижнего горизонта свиты. В южной прибрежной части Днепровско-Донецкой впадины наблюдается общее опесчанивание харьковских отложений, сокращение глинистых пропластков. Образование верхнего горизонта харьковской свиты относят к среднему олигоцену.

Породы харьковской свиты формировались в процессе регрессии палеогенового моря на территории Украины. В погруженных частях впадины (за исключением куполовидных поднятий) отложения харьковской свиты залегают согласно на глинах киевской свиты. В бортовых частях впадины наблюдаются угловые несогласия. Условия осадконакопления в харьковском времени отличаются большим разнообразием. Этот фактор, а также резкое увеличение привноса материала с Украинского кристаллического щита обусловили высокую вариабильность содержания химических элементов в отложениях свиты. Этому же в значительной степени способствовало и оживление неотектонических процессов в олигоценовое время.

Содержание малых элементов в отложениях харьковской свиты охарактеризовало по результатам анализов 314 проб. Большинство проб отобрано на Крестищенской (166) и Руденковской (47) площадях. Места отбора остальных проб располагаются сравнительно равномерно по всей территории впадины небольшими группами. Для расчета средних содержаний в целом по впадине использованы средние значения по отдельным площадям (табл. 2).

Средние содержания малых элементов в глауконитовых песках получены по результатам 250 анализов, в глинах — по результатам 64 анализов.

На отложениях берекской, харьковской или более древних свит в пределах значительных площадей Днепровско-Донецкой впадины залегают белые, светло-серые, часто мелкозернистые слюдистые пески, относящиеся к полтавской свите неогенового возраста. Происхождение этих песков, в настоящее время, окончательно не выяснено. Основываясь на работах большинства исследователей, можно считать, что это отложения мелких водоемов, преимущественно континентальных, и временных потоков [1]. Мощность отложений

Таблица 2  
Содержание малых элементов в отложениях харьковской свиты

Элемент	Пески		Глины	
	среднее содержание, %	пределы колебаний содержания, %	среднее содержание, %	пределы колебаний содержания, %
Ba	0,021	*0,015—0,035	0,04	0,02—0,07
Be	0,00023	0,0000—0,0005	0,00034	0,0002—0,0006
Sn	0,00025	0,0000—0,0005	0,00032	0,0001—0,0005
Pb	0,0006	0,0002—0,0025	0,0010	0,0005—0,0025
Ti	0,27	0,10—1,00	0,410	0,20—0,08
Mn	0,031	0,010—0,045	0,014	0,005—0,030
Nb	0,0016	0,0010—0,0025	0,0019	0,001—0,003
Ga	0,00027	0,00012—0,00040	0,00043	0,0001—0,0009
Cr	0,006	0,0020—0,012	0,010	0,003—0,020
Ni	0,002	0,0015—0,0040	0,0027	0,0012—0,0042
Mo	0,00026	0,0000—0,0005	0,00035	0,0001—0,0008
Co	—	—	0,001	0,003—0,0015
V	0,013	0,006—0,020	0,018	0,007—0,035
Cu	0,0021	0,001—0,005	0,002	0,001—0,004
Zn	0,0008	0,0006—0,0011	0,0035	0,002—0,007
Zr	0,016	0,006—0,030	0,0094	0,001—0,020
G	0,0014	0,0008—0,0020	0,0015	0,0008—0,0024

свиты колеблется от 0 (в северо-западной и юго-восточной части впадины) до 60 м. Содержания малых элементов в отложениях полтавской свиты (по результатам анализа 121 пробы) приведены в табл. 3.

Анализ содержаний малых элементов в изученных кайнозойских отложениях, показывает, что содержания большинства элементов (Ba, Be, Pb, Ti, Nb, Cr, Ni, Zr, Co, Ga, Y и Mo) увеличивается с увеличением глинистости пород. В глинах киевской свиты содержания Ba, Pb, Mn, Nb, Ni, Cu, Zn, Co, Zr, Ga, Y и Mo выше, чем в глинах харьковской свиты. Наоборот, несмотря на большую опесчаненность харьковских глин (5—6% Al) в них больше чем в киевских (~8% Al) содержание Be, Su, Ti, Cr, V.

В мергелях содержание всех исследованных элементов значительно ниже, чем в глинах киевской свиты (за исключением марганца, поведение которого в отложениях кайнозоя резко отличается от поведения других элементов). Это объясняется не только «разубоживанием» глин карбонатным материалом (содержание Al в мергелях порядка 5%), но и условиями образования этих осадков,

о чем было сказано выше. Действительно, линейные коэффициенты корреляции малых элементов с алюминием в мергелях значительно более низкие, чем в глинах. Например, коэффициенты корреляции хрома, титана, свинца, никеля и меди с алюминием в мергелях равны соответственно: 0,42; 0,35; 0,41; 0,42 и 0,38, а в глинах — 0,61; 0,50; 0,54; 0,52 и 0,50.

Следует отметить, что связь малых элементов с алюминием в породах харьковской свиты еще более тесная — для тех же Cr, Ti, Pb, Ni и Cu значения коэффициентов корреляции равны: 0,80; 0,62; 0,74; 0,74 и 0,68.

Таблица 3

Средние содержания малых элементов в песках полтавской свиты

Элемент	Среднее содержание, %	Пределы колебаний содержания, %	Элемент	Среднее содержание, %	Пределы колебаний содержания, %
Be	0,00018	0,0001—0,0004	Ni	0,0014	0,0009—0,0020
Sn	0,00028	0,0001—0,0005	Mo	0,00008	0,0—0,00016
Pb	0,0004	0,0001—0,0006	V	0,008	0,003—0,020
Ti	0,308	0,15—1,00	Cu	0,0023	0,0008—0,0080
Mn	0,028	0,15—0,50	Zn	0,002	0,001—0,004
Nb	0,0016	0,001—0,002	Zr	0,0076	0,003—0,015
Cr	0,0028	0,0012—0,0060	Co	0,00054	0,0002—0,0008

В разрезе отложений харьковской свиты в глинах содержание всех элементов (за исключением Mn, Cu, Zr и Y) выше, чем в песках. Содержания меди и иттрия в глинах и песках одинаковое, а содержание Zr в песках выше. Наблюдается аномально-низкое содержание марганца в глинах харьковской свиты (0,014%) при весьма близких (0,028—0,034%), вдвое более высоких, содержаниях его в других исследованных породах.

Пески полтавской свиты по сравнению с харьковскими песками обеднены почти всеми элементами. Несколько повышенное среднее содержание титана объясняется значительной вариабильностью этого элемента — наряду с площадями с низкими содержаниями, встречаются участки с повышенной и сравнительно высокой его концентрацией.

Распределения малых элементов в отложениях киевской свиты на отдельных площадях Днепровско-Донецкой впадины характеризуются или нормальным законом распределения (Ba, Pb, Sn, Y, Nb, Ga, Cr, V, Zr, Co, Zr) или логнормальным (Be, Ti, Mn, Ni, Mo, Cu) с очень малой дисперсией. Такая же картина наблюдается в распределении средних содержаний по площади в целом по впадине. Это объясняется однородностью всей совокупности гипергенных процессов, в результате которых образовались эти отложения, и относительно спокойной тектонической обстановкой в Днепровско-Донецкой впадине в верхнем эоцене.

Распределения малых элементов в отложениях харьковской свиты на отдельных площадях также в подавляющем большинстве случаев

характеризуются очень малой асимметрией и хорошо аппроксимируются нормальным законом. Однако вариабильность содержаний элементов значительно большая, чем в породах киевской свиты. Примером могут служить коэффициенты вариации содержаний элементов в мергелях киевской свиты и песках харьковской свиты на Руденковской площади (табл. 4).

Изменчивость средних по площадях содержаний малых элементов в пределах всей Днепровско-Донецкой впадины еще большая.

Таблица 4

Коэффициенты вариации содержаний малых элементов в мергелях киевской и песках харьковской свит на Руденковской площади

Элемент	Коэффициент вариации, %		Элемент	Коэффициент вариации, %	
	мергель	пески		мергель	пески
Ba	16	45	Cr	15	50
Be	10	24	Ni	17	46
Pb	17	54	Mo	22	76
Sn	8	30	V		
Ti	20	31		15	51
Y	10	21	Cu	11	28
Mn	13	21	Zn	6	28
Nb	11	23	Co	11	16
Ga	18	52	Zr	17	39

Так, например, если коэффициент вариации свинца в мергелях киевской свиты в целом по впадине 20%, то в песках харьковской свиты он равен 74%.

Как указывалось выше, такая изменчивость в содержаниях элементов в харьковских отложениях в целом по Днепровско-Донецкой впадине объясняется всей совокупностью геохимических типов процессов гипергенеза, приведших к образованию осадков харьковской свиты. Большая изменчивость содержаний элементов в пределах одной сравнительно небольшой площади объясняется резкой интенсификацией неотектонической деятельности, вследствие чего происходило перераспределение элементов между отдельными тектоническими блоками.

На основании этого можно сделать вывод о возможности использования особенностей распределения малых элементов для изучения направленности (и, возможно, интенсивности) тектонических процессов в различные периоды осадконакопления, выделения отдельных тектонических блоков и трассирования разрывных нарушений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР, т. 5, Гос. н.-т. изд-во лит. по геол. и охр. недр, М., 1958.
2. Дегенс Э. Т., Геохимия осадочных образований, М., «Мир», 1967.
3. Зосимович В. Ю., Олігоцені відклади південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини. Тектоніка і стратиграфія, К., «Наукова думка», 1972, вип. 2.

4. Ключников М. И., Стратиграфия и фауна нижне-третичных отложений Украины, К., Изд. АН УССР, 1958.

5. Войткевич Г. В. и др., Краткий справочник по геохимии, М., «Недра», 1970.

*M. M. Komsky*

## SMALL ELEMENTS IN CENOZOIC SEDIMENTS

### Summary

Information about presence of small elements in Kiev, Kharkov and Poltava suites of Dneprovsko-Donetskaya basin are given.

Some laws governing of element distribution, depending on condition of sediment formation, are determined.

Possibility of using information about distribution of small elements for study of direction of tectonic movement in the process of sedimentation, selection of separate tectonic blocks and location of fracture distortion are resumed here.

В. И. ШЕПТУРА, канд. геол.-мин. наук, В. Т. ЛАТЫШ, доц.  
О. В. ЗИНЧЕНКО, доц., Н. Н. ЖУКОВ, ст. науч. сотр.,  
А. Ю. СЕРГА, ст. инж.  
Киевский университет

## ЭНДОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ВОКРУГ ПЕГМАТИТОВ ВОЛЫНИ И ВОЗМОЖНОСТЬ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНОЙ ПРАКТИКЕ

В последнее время в связи с активизацией поисков и разведки коренных пегматитовых тел начались систематические исследования околопегматитовых гранитов для установления первичных ореолов рассеяния редких элементов вокруг камерных пегматитов Волынского месторождения.

Околопегматитовые изменения, обязанные своим происхождением воздействию пегматитов при их становлении на вмещающие граниты, характеризуются большим разнообразием. Наиболее важными с поисковой точки зрения являются минерально-геохимические ореолы [2].

Формирование первичных ореолов происходило в магматическую, пневматолитовую и гидротермальную стадии пегматитообразования. Изменения, связанные с магматической стадией становления пегматитов, сильно затушеваны последующими явлениями перекристаллизации под действием пневматолито-гидротермального метасоматоза, приведшего к наиболее интенсивным изменениям гранитов в околопегматитовом пространстве.

Минерало-геохимические исследования гранитов, вмещающих пегматитовые тела, устанавливают изменения в количественном и качественном составе породообразующих минералов; количественном, качественном и частично видовом составе акцессорных

минералов и их кристалломорфологии; в корреляционных взаимоотношениях и параметрах распределения ряда элементов [6].

Изучение минерало-геохимических ореолов вокруг пегматитовых тел показывает, что становление пегматитов сопровождалось значительным повышением активности летучих компонентов во вмещающих гранитах ( $\text{CO}_2$ , F, S, P и паров воды) и выносом ряда редких элементов, накапливающихся в ходе пегматитового процесса. В результате в околопегматитовых гранитах образуются ореолы повышенного содержания фторидов (флюорит), фторкарбонатов (бастнезит-паразит), карбонатов (сидерит, кальцит), фосфатов (монацит, апатит), сульфидов (пирит, халькопирит, молибденит), некоторых редких и рассеянных элементов (Pb, Sn, Y, Zr, La).

Несмотря на некоторые положительные результаты [1,5 и др.], большинство исследователей все же приходит к весьма неутешительным выводам относительно возможности использования первичных ореолов в поисковой практике.

Предпринятое нами изучение ореолов рассеяния имеет целью определение наиболее информативных элементов-индикаторов наличия пегматитовых тел и выяснение возможности прогнозирования расстояний к пегматитам по геохимическим данным. Решение этих вопросов осуществлялось на базе применения множественного регрессионного анализа, впервые использованного для этих целей в условиях Волыни.

В качестве исходного материала для обработки были использованы результаты спектрального анализа\* гранитов (202 пр.), вмещающих одно из высокопродуктивных пегматитовых тел. Граниты проанализированы на Ti, Pb, Sn, Mg, Ni, Ba, Nb, Zr, Y, La, Zp и F (интервал опробования — 0—30 м).

Количественная сторона процессов влияния пегматитов на вмещающие их граниты описывалась в предположении наличия зависимости концентрации элементов от расстояния к пегматитовому телу. Использовалась зависимость двух форм связи:

$$R \simeq a_0 + a_1 \xi_1 + a_2 \xi_2 + \dots + a_n \xi_n + \Delta, \\ \lg R \simeq \alpha_0 + \alpha_1 \xi_1 + \alpha_2 \xi_2 + \dots + \alpha_n \xi_n + \Delta_1,$$

где  $\xi_i$  — содержание  $i$ -го элемента;  $R$  — расстояние до пегматитового тела,  $\lg R$  — логарифм расстояния;  $a_0, a_1, a_2, \dots, a_n$  и  $\alpha_0, \alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_n$  — неизвестные коэффициенты;  $\Delta$  — отклонение (взятое со знаком) величин  $R$  от значений  $R$ , предписанных уравнением регрессии;  $\Delta_1$  — то же для  $\lg R$ .

Сила связи  $R$  или  $\lg R$  с содержаниями элементов ( $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_n$ ) определяется коэффициентом множественной корреляции  $r$ , а также дисперсией отклонений ( $\sigma_{\text{пр}}^2$ ) результатов, предписанных функцией связи, от истинных значений.

\*Анализы выполнялись в лаборатории Артемовской экспедиции (воспроизводимость 6—25%), методика спектрального анализа разработана В. Г. Тепляковым [4].

Ошибка прогнозирования по  $(\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_n)$  определяется величиной  $\sigma_{\text{пр}} = \sigma_{R(\text{или } \lg R)} \sqrt{1-r^2}$ . Доверительные пределы уровня  $g$  для значений  $R$  или  $\lg R$ , прогнозируемых с помощью функций связи, определяются в виде  $\pm t_{\frac{1+g}{2}} \sigma_{\text{пр}}$ , где  $\sigma_{R(\text{или } \lg R)}$  — среднее квадратичное отклонение  $R$  (или  $\lg R$ ). В нашей задаче  $g = 0,95$ , тогда  $t_{\frac{1+g}{2}} = 1,96$ .

Таблица 1  
Коэффициенты уравнений линейной регрессии

Параметры уравнений	1	2	3	4
$a_0 (\alpha_0)$	9,82	1,74	1,53	1,38
$a_1 (\alpha_1)$ Ti $\times 10^2\%$	1,78	0,04	0,05	—
$a_2 (\alpha_2)$ Pb $\times 10^4\%$	—0,00	—0,00	—	—
$a_3 (\alpha_3)$ Sn $\times 10^4\%$	—1,10	—0,12	—0,13	—0,14
$a_4 (\alpha_4)$ Mg $\times 10\%$	7,79	0,92	0,66	0,62
$a_5 (\alpha_5)$ Ni $\times 10^4\%$	0,21	0,04	—	—
$a_6 (\alpha_6)$ Ba $\times 10^2\%$	—1,89	—0,02	0,02	—
$a_7 (\alpha_7)$ Be $\times 10^4\%$	—0,03	—0,54	—0,57	—
$a_8 (\alpha_8)$ Nb $\times 10^3\%$	—3,53	—0,29	—0,15	—
$a_9 (\alpha_9)$ Zr $\times 10^3\%$	—0,90	—0,06	—0,06	—0,08
$a_{10} (\alpha_{10})$ Y $\times 10^3\%$	2,33	0,09	0,08	—
$a_{11} (\alpha_{11})$ La $\times 10^3\%$	—0,58	—0,005	—0,01	—
$a_{12} (\alpha_{12})$ Zn $\times 10^3\%$	0,38	—0,02	—	—
$a_{13} (\alpha_{13})$ F $\times 10^2\%$	—0,58	—0,06	—	—
$\sigma \lg R, \sigma_R$	8,14	0,64	0,64	0,64
$r$	0,65	0,86	0,85	0,84
$\sigma_{\text{пр}}$	6,4	0,33	0,34	0,34
$\pm 1,96 \sigma_{\text{пр}}$	12,6	0,65	0,66	0,67
$\pm 1,96 \sigma_{\text{пр}}, m$	12,6	4,5	4,6	4,7

Оценка коэффициентов регрессии ( $a_i, \alpha_i$ ), коэффициентов множественной корреляции и ошибки прогнозирования осуществлялась на ЭВМ «Минск-22» по программе, разработанной Н. Н. Жуковым и А. Ю. Сергой, реализующей метод наименьших квадратов [3].

Рассчитанные параметры уравнений приведены в табл. 1 (1 и 2 колонки).

Как видно, более подходящим оказалось уравнение связи  $\lg R$  и концентрации элементов (2 колонка). Об этом свидетельствует большая величина коэффициента множественной корреляции (0,86 против 0,65) и меньшая средняя величина ошибки определения возможных расстояний по концентрациям элементов. В первом случае ошибка ( $1,96 \sigma_{\text{пр}}$ ) равна  $\pm 12,6 m$ , во втором —  $\pm 4,5 m$ .

Заслуживает внимания выяснение вопроса, какая группа элементов (среди использованных тринадцати) несет наибольшую информацию в исследуемой связи. Отметим, что и эти элементы выбраны из двадцати, на которые анализировались пробы гранитов. Сравнительные выборки гранитов, опробованных на различном удалении от

пегматитов, показало, что Ce, Cr, Mn, V, Ag, Mo и Ga либо не образуют эндогенных ореолов, либо их концентрации с удалением от пегматитов изменяются значительно слабее, чем концентрации использованных в уравнениях элементов.

Для определения наиболее информативных элементов вычислены коэффициенты парной корреляции расстояния и его логарифма с концентрациями каждого из рассматриваемых элементов. Результаты представлены в табл. 2, в которую также включен церий, опущенный при выведении формул зависимости «концентрация —

Таблица 2

Оценки коэффициентов парной корреляции

Элементы	Ti	Pb	Sn	Mg	Ni	Ba	Ce
$R$	-0,04	-0,03	-0,50	0,30	-0,075	-0,14	-0,26
$\lg R$	-0,21	-0,06	-0,70	0,39	-0,08	-0,23	-0,51

Продолжение табл. 2

Элементы	Nb	Zr	La	Y	Zn	Ce	F
$R$	-0,20	-0,52	-0,12	-0,03	0,02	-0,1	-0,03
$\lg R$	-0,36	-0,71	-0,21	-0,20	-0,10	-0,1	-0,04

расстояние», как мало информативный элемент. Данные этой таблицы отчетливо указывают на более сильную корреляцию содержания элементов с  $\lg R$ , чем с самим расстоянием  $R$ , а также на наличие более сильной корреляции  $\lg R$  с концентрациями Zr, Sn, Mg, Nb, Ba, Ti, Zn, Y, чем с концентрациями Pb, Ni, Zn, Ce, F.

Информацией, заключенной в содержаниях последних пяти элементов, можно без ущерба пренебречь. Поэтому отпадает необходимость спектральных анализов на эти, а также ранее опущенные элементы.

О большей информативности Sn, Zr, Mg, Nb, Ba, Ti, La, Y можно судить по последовательному изменению их концентраций с удалением от пегматитов.

Таким образом, минимизация количества элементов привела к выбору следующего информативного комплекса: Sn, Zr, Y, La, Nb, Ti, Mg, Ba. Эта группа элементов участвовала в аналогичной обработке. Как видно из табл. 1 (колонка 3), использование более информативного комплекса не сказалось на величине ошибки определения расстояния по концентрациям элементов.

Дальнейший выбор более информативных элементов осуществлялся по долевному участию содержания элементов в общей связи (табл. 3). Наибольшее доленое участие у Sn, Zr и Mg. Судя по величине стандартного отклонения расчетных  $\lg R$  от истинных (табл. 1 колонка 4), можно сказать, что этот вариант существенно не отличается от рассмотренных ранее.

Контрольная оценка нового материала по «надпегматитовым» гранитам, не участвовавшего в обработке при построении уравнений, дала положительные результаты. Такие же результаты получены для гранитов скважин, находящихся на удалении 3—5 м (в плане) от контура пегматитового тела. Установленная зависимость также распространяется на обогащенные темноцветными минералами граниты, которые обычно сопровождают пегматитовые тела.

Т а б л и ц а 3

Долевое участие элементов  
в связи «концентрация — расстояние»

Элемент	$a_i$	$\sigma$	$a_i \times \sigma$	Долевое участие
Ti	0,05	0,53	0,03	0,03
Mg	0,66	0,26	0,17	0,20
Sn	0,13	2,33	0,30	0,35
Ba	0,02	0,17	0,003	0,00
Nb	0,15	0,18	0,03	0,03
Zv	0,06	2,87	0,17	0,20
Y	0,08	0,64	0,05	0,06
La	0,01	1,05	0,01	0,01
		$\Sigma$	0,86	1,00

Примечание.  $\sigma$  — среднее квадратичное отклонение содержания элементов в выборке.

Приведенные данные, по мнению авторов, свидетельствуют о принципиальной возможности прогнозной оценки керна скважин по концентрации элементов в гранитах.

В заключение укажем на возможность повышения эффективности работ по установлению зависимости «концентрация — расстояние» за счет информации о распределениях концентраций микроэлементов в гранитах, расположенных сбоку и под пегматитовыми телами.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврусевич Б. А., Комоцкая Л. С., Петрохимическая и геохимическая характеристика гранитоидов Волыни в районе развития пегматитов.— В сб.: Материалы по геологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья, Изд-во КГУ, 1964, № 2.
2. Лазаренко Е. К. и др., Новое в строении и минералогии пегматитов Волыни.— ДАН СССР, 1967, 176, № 1.
3. Линник Ю. В., Метод наименьших квадратов и основы теории обработки наблюдений, М., Физматгиз, 1962.
4. Лонцих С. В., Спектральный анализ при поисках рудных месторождений, «Недра», 1969.
5. Ставров О. Д., Быкова Т. А., Особенности распределения ряда редких и летучих элементов в породах и пегматитах Коростенского плутона.— Геохимия, 1961, № 4.
6. Шептура В. И., Минерало-геохимические особенности гранитов Волынского пегматитового поля, Автореф. канд. дисс., К., 1972.

ENDOGENOUS HALOES OF DISPERSION OF RARE ELEMENTS  
AND POSSIBILITY OF THEIR USE  
IN PROSPECTING PRACTICAL

S u m m a r y

On the basis of multiple correlation analysis it is shown the possibility of prognosis of distances to the chamber pegmatites of Volyn region by primary halos of dispersion of elements in surrounding granites.

В. Е. ВЕТШТЕЙН, ст. науч. сотр.

Институт физической химии им. Л. В. Писаржевского АН УССР,  
В. Е. АЛЕКСЕЕВСКИЙ, канд. геол.-мин. наук, Г. П. РЯБЦЕВА, асп.  
УкраНИИ гидротехники и мелиорации Минводхоза ССР

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИЙ ДЕИТЕРИЯ И КИСЛОРОДА-18  
В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ЗОНЫ АКТИВНОГО ВОДООБМЕНА  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ПОЛЕСЬЯ

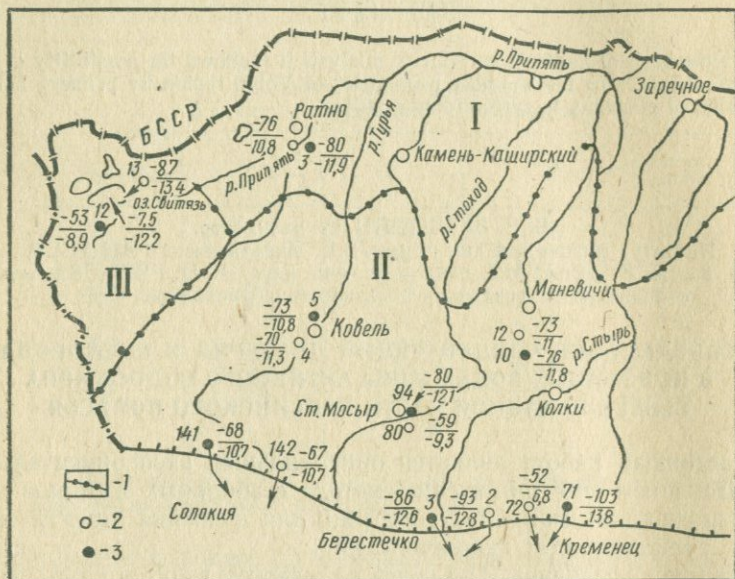
Настоящая работа является оригинальным экспериментальным исследованием по применению метода стабильных изотопов воды и прецизионной масс-спектрометрии для решения практических задач мелиоративной гидрогеологии.

Начиная с середины 60-х годов за рубежом ведутся комплексные изотопные и гидрогеологические исследования зон аридного и тропического климатов. Такое сочетание методов для решения мелиоративных проблем при климатических особенностях этих районов оказалось наиболее эффективным [1].

Для умеренного климата средних широт изотопные исследования до сего времени еще не проводились. Они считались неприемлемыми для северо-западной части Украинского Полесья, которое характеризуется умеренно-континентальным климатом с теплым влажным летом и мягкой облачной зимой. В среднем здесь выпадает 550—600 мм осадков в год, распределяющихся относительно равномерно по площади. Максимальное количество осадков выпадает в июне (61—106 мм) и июле (76—110 мм). В течение теплого периода года (апрель — октябрь) выпадает около 400 мм осадков, а в холодный (ноябрь — март) — 140—200 мм.

Определяющим фактором количества выпадающих осадков служит преобладание атлантических воздушных масс. Именно относительно большое количество выпадающих осадков, значительная водопроницаемость грунтов и развитие заболоченностей, а также незначительная испаряемость предполагали невысокую дифференциацию вод в изотопном составе и малую перспективность их использования для мелиоративных исследований. Поэтому перед

авторами стояли такие задачи: а) выяснить на примере изучения трех типичных участков зоны избыточного увлажнения Украинского Полесья, аналитические возможности масс-спектрометрических изотопных методов; б) использовать изотопные и гидрохимические показатели для исследования водного режима данной территории.



Схематическая карта районирования Волынского Полесья по условиям водного питания болот (по В. Е. Алексеевскому):

1 — граница между районами; 2 — скважина в четвертичных отложениях; 3 — скважина в меловых отложениях (каждая скважина снабжена номером и данными по содержанию изотопов водорода в числителе и кислорода-18 в знаменателе). Районы питания: I — смешанного; II — атмосферными осадками и частично напорными водами; III — преимущественно напорными водами.

Изотопный состав водорода и кислорода в водах изучался методами прецизионной масс-спектрометрии, описанными ранее в работах В. Е. Ветштейна с сотрудниками [2, 3]. Результаты изотопных определений взяты относительно международного стандарта изотопов воды *SMOW* в промилле и выражены в значениях  $\delta$ :

$$\delta(D \text{ или } O^{18}) = \left[ \frac{R_{\text{обр}}}{R_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \cdot 10^3 \text{ ‰}, \quad (1)$$

где  $R_{\text{обр}}$  и  $R_{\text{SMOW}}$  отношение D/H или  $O^{18}/O^{16}$  в образце и *SMOW* соответственно. Точность определений содержания дейтерия в водах составляет  $\pm 5 \text{ ‰}$ , кислорода —18 —  $\pm 0,3 \text{ ‰}$ .

На рисунке приведено расположение пунктов отбора проб воды. В табл. 1 представлены сведения о местах взятия проб, дате, створах, скважинах и глубине отбора, возрасте и составе пород, минерализации и химическом составе вод, данные о распределении изотопов

водорода и кислорода в водах и процентное содержание подземных (напорных) вод в грунтовых.

Как видно из рисунка, исследованиями охвачена территория Волинского Полесья Украины, представляющая собой обширную заболоченную низменность в бассейне р. Припять, включающая в основном северные и центральные районы Волинской и Ровенской областей, занимающая площадь около 30 тыс. км<sup>2</sup>. По характеру рельефа это плоская равнина, наклоненная к долине р. Припять. Ведущими в строении современной поверхности являются водно-генетические формы рельефа. Значительное распространение имеют реликтовые речные долины. С современными и реликтовыми долинами тесно связаны болота исследуемой территории. Долины большинства рек слабо выражены в рельефе, с широкими поймами (3—4 км) и пологими берегами, что способствует их заболачиванию. Наиболее крупные озера Свитязь, Люцимер, Пулемецкое и др.; многие озера расположены в долинах рек.

В геолого-структурном отношении исследуемая территория приурочена к северной части Галицко-Волинской впадины, выполненной разновозрастными породами, перекрытыми толщей четвертичных отложений разной мощности. Наличие подземных вод установлено почти во всех стратиграфических комплексах пород известных по площади. С точки зрения мелиорации, наибольший интерес представляет напорный водоносный горизонт в отложениях верхнего мела и грунтовый — четвертичного возраста, которые участвуют в водном питании болот. Здесь речь идет о подземной составляющей в общем балансе вод заболачивающих земли, для определения которой в свою очередь необходимо выявить взаимосвязь грунтовых вод с нижележащими напорными водоносными горизонтами.

В прежних исследованиях [4] была предложена схема водного питания болот Волинского Полесья, при этом выделено три района (рисунок):

I — пойменные части долины р. Припять и ее притоков на значительном протяжении к верховьям;

II — водораздельная часть территории к югу, в сторону Волинской возвышенности;

III — районы периферийной части карстовых озер.

Количественное определение подземной составляющей особенно важно там, где водное питание болот происходит преимущественно за счет напорных вод. Для этого нами были изучены подземные воды на типичных участках: у пгт. Ратно (I район); в пределах осушительной системы «Верховья р. Стоход», близ г. Ковеля и п. Оконск (II район) и в пределах озера Свитязь (III район).

Рассмотрим распределение изотопов водорода, кислорода в подземных и грунтовых водах в соответствии с предложенной схемой районирования и попытаемся оценить по изотопным данным составляющую подземных (напорных) вод в грунтовых. Как следует из табл. 1, представительные образцы вод были отобраны из

Распределение изотопов водорода и кислорода в образцах

Местонахождение водопункта	Дата взятия пробы	Створ	Скважина	Геологический возраст водо-вмещающих пород	Глубина отбора пробы, м	Минерализация, г/л	(Na + K)	
Пос. Свидники	19.III 1971 г.	XIII	94	меловой	0,4	0,71	93,1	
»	»	»	80	четвертичный песок	1,48	0,75	13,6	
Пос. Свитязь	»	Оз. Свитязь				0,06	0	
»	20.III 1971 г.	XV	13	четвертичный песок	0,1	0,44	44,4	
»	»	»	12	меловой	+0,05	0,66	3,0	
Пгт Ратно	22.III 1971 г.	XI	3	меловой	7,0	1,35	678,9	
»	»	»	4	четвертичный песок	5,0	0,28	68,3	
Ковель	»	XII	5	меловой	1,5	0,6	25,3	
»	»	»	4	четвертичный песок	0,5	1,56	242,5	
Пос. Берестечко	23.III 1971 г.	VII	2	то же	1,4	1,41	193,3	
То же	»	»	3	меловой	1,6	0,35	28,9	
Пос. Оконск	»	VI	10	»	0,7	0,08	115,6	
»	»	»	12	четвертичный песок	2,0	0,12	14,3	
Пос. Кременец	29.III 1971 г.	—	71	меловой	4,5			
»	»	—	72	четвертичный	3,75			
Пос. Солокия	2.IV 1971 г.	X	142	»	1,5	0,45	10,6	
»	»	»	141	меловой	5,0	0,54	17,25	

наблюдательных скважин в конце марта — начале апреля 1971 г. Общие пределы изменения содержания дейтерия и кислорода-18 в изученных подземных водах и поверхностных водоемах (оз. Свитязь) составляют для  $\delta D$  от  $-52$  до  $-103$ ‰, для  $\delta O^{18}$  — от  $-6,8$  до  $-13,8$ ‰. Установленные интервалы колебаний значений  $\delta D$  и  $\delta O^{18}$  отвечают сезонным вариациям этих изотопов в атмосферных осадках ( $\delta D$  от  $-46$  до  $-108$ ‰ и  $\delta O^{18}$  от  $-6,9$  до  $-15,1$ ‰), отобранных за период 1969—1970 гг. в районе ст. Тетерев Киевской области (табл. 2). Что касается пределов изменения химического состава вод, то в общем случае их минерализация изменяется от 0,08 до 1,56 г/л, т. е. более, чем на полтора порядка, отражая, по существу, физико-химические процессы, контролирующие химический и изотопный состав (испарение, смещение вод и др.). Хотя в региональном плане корреляции между изотопным составом и химическим не наблюдается, тем не менее для большинства изученных образцов, взятых локально, они имеют место: например, для вод четвертичных и меловых отложений скв. 80 и 94, пос. Свидники Волынской области; скв. 12, 13 пос. Свитязь и др. Очень близкий химический состав

Таблица 1  
напорных, грунтовых и поверхностных вод Украинского Полесья

Содержание, мг/л							Относительно SMOW		f, %
Ca	Mg	Cl	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub> своб	pH	$\delta O^{18}$ , ‰	$\delta D$ , ‰	
90,2	24,3	173,2	170,8	149,8	21,0	7,3	-12,1	-80	—
153,2	17,0	18,5	512,4	32,6	52,8	6,7	-9,3	-59	88
5,0	6,7	5,7	12,2	30,7	4,4	6,7	-12,2	-75	38
4,0	44,9	18,6	268,4	51,8	42,0	7,2	-13,4	-87	10
126,2	8,5	28,3	427,0	53,8	155,0	6,8	-8,9	-53	—
501,0	35,3	5,7	73,2	49,9	—	>8	-11,9	-80	—
24,1	12,2	7,1	0	48,0	—	>8	-10,8	-76	51
24,1	66,9	31,2	378,2	34,6	142	6,8	-10,8	-73	—
34,1	139,8	440,2	378,2	307,2	22,2	7,6	-11,3	-70	50
72,1	52,3	92,3	805,2	144,0	125,0	7,2	-12,8	-93	0
10,0	25,5	64,5	122,0	69,12	7,2	7,6	-12,6	-86	—
12,0	1,2	5,7	24,4	11,5	0	>8	-11,8	-76	—
18,0	1,2	8,5	42,7	36,5	0	7,7	-11,0	-73	54
							-13,8	-103	—
							-6,8	-52	100
108,7	4,9	17,8	317,2	27,2	44,0	7,1	-10,4	-67	67
116,2	4,9	17,0	366,0	23,9	35,2	7,2	-10,7	-68	—

вод из четвертичных и меловых образований (скв. 10 и 12 пос. Оконск Волынской области и скв. 141 и 142 пос. Солокия Львовской области) отвечает малоотличающимся величинам изотопного состава. Однако, если химический состав вод слабо отражает характер взаимосвязи водоносных горизонтов, то изотопный состав в этом отношении гораздо информативнее.

Расчет доли подземных вод проведен нами по преобразованной формуле изотопного разбавления, наиболее общий вид которой предложен в работе [5]

$$M_{пр} = \eta \frac{B_i - C_i}{C_i - A_i} M_{эт}, \quad (2)$$

где  $i = 1, 2, 3, \dots, n$ ;  $n$  — число изотопов в эталоне;

$M_{эт}$  — количество определяемого элемента в эталоне;

$A_i$  — концентрация  $i$ -го изотопа в пробе;

$B_i$  — концентрация  $i$ -го изотопа в эталоне;

$C_i$  — концентрация  $i$ -го изотопа в смеси;

$\eta$  — коэффициент перехода от атомных к весовым отношениям

$$\eta = \frac{\sum_i m_i A_i}{\sum_i m_i B_i}$$

( $m$  — атомный вес  $i$ -го изотопа).

Уравнение (2) позволяет определять количество какого-либо элемента в пробе по его изотопному составу, известному содержанию и изотопному составу другого образца, принятого за эталон.

Т а б л и ц а 2  
Распределение изотопов водорода и кислорода  
в атмосферных осадках Украинского Полесья

Место отбора пробы	Дата взятия пробы	Относительно SMOW	
		$\delta O^{18}$ , ‰	$\delta D$ , ‰
ст. Тетерев Киевской обл.	XII 69 г., I—II 70 г.	-15,1	-108
	III—V 70 г.	-9,7	-57
	VII—VIII 70 г.	-6,9	-46
	IX—XI 70 г.	-12,4	-75
	среднегодовые	-10,7	-70

В случае природных вод, расчет их пропорций проводился нами по упрощенной формуле (3) с последующим усреднением результатов вычислений по изотопам обоих элементов (дейтерию и кислороду-18).

$$f = \frac{C - B}{A - C}, \quad (3)$$

где  $f$  — доля подземных (напорных) вод в составе грунтовых;  $A$ ,  $B$ ,  $C$  — концентрация изотопов водорода или кислорода в метеорных, напорных и исследуемых водах соответственно.

Существенное значение при проведении вычислений имеет вопрос об определении средних величин концентраций D и  $O^{18}$  для грунтовых и напорных вод. В качестве изотопного состава для подземных (напорных) вод верхнемеловых отложений взяты значения  $\delta D$  и  $\delta O^{18}$  для пробы из скв. 12, створ XV. Она характерна своей напорностью (+0,05 м) и, по-видимому, типична для вод верхнемеловых отложений данного района. С другой стороны, как отмечалось выше, одним из основных источников питания грунтовых вод являются весенне-осенние паводковые воды. Усредненные значения для метеорных вод этих сезонов, согласно данным, представленным в табл. 2, будут составлять для  $\delta D = -91\text{‰}$ , для  $\delta O^{18} = -13,7\text{‰}$ . В табл. 3 приведены значения концентраций дейтерия и кислорода-18 в подземных (напорных) и метеорных водах, используемые в расчетах подземной составляющей.

Результаты вычислений пропорций подземных (напорных) вод в составе грунтовых для разных районов северо-западной части Украинского Полесья приведены в табл. 1.

Участок у пгт. Ратно расположен в пределах обширной поймы р. Припять, для которого характерно наличие относительно мощной толщи четвертичных отложений (до 30 м) на меловом субстрате. Пойма повсеместно заболочена. Описываемый участок типичен для северной части Припятского Полесья Украины, где для режима

Таблица 3

Средние значения концентраций дейтерия и кислорода-18 в подземных (напорных) и метеорных водах территории Волынской, Ровенской и Тернопольской областей

Индекс по формуле (3)	Тип воды	Относительно SMOW	
		$\delta D, \text{‰}$	$\delta O^{18}, \text{‰}$
В	Подземная (напорная)	-53	-8,9
А	Метеорная (весенне-осенняя)	-91	-13,7

подземных вод характерна в целом зависимость от количества атмосферных осадков и гидрологического режима реки.

Анализ данных изотопного состава вод, отобранных из скв. 3 и 4 по створу XI—XI с глубин 7 и 5 м соответственно, позволяет предположить, что холодные, более плотные паводковые воды, быстро инфильтруясь в зону трещиноватости и закарстованности меловых пород, составляющих углубленное ложе долины р. Припять, частично смешиваются с подземными водами и вытесняют последние, которые разгружаются в четвертичных отложениях. При этом, как показывают расчеты, воды в четвертичных отложениях разбавляются напорными приблизительно на 51%.

По химическому составу воды четвертичных отложений гидрокарбонатно-натриевые, минерализация их изменяется от 0,28 до 1,3 г/л, рН воды колеблется от 7,1 до >8. Воды из меловых отложений имеют минерализацию от 0,28 до 1,35 г/л, по химическому составу воды смешанные по катионам и анионам: гидрокарбонатные кальциево-магниевые, гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые или гидрокарбонатно-карбонатные кальциево-натриевые, рН воды изменяется от 7,25 до >8,0. Таким образом, как по изотопному, так и по химическому составу, рассматриваемые воды близки между собой.

Участок в верховьях рр. Стохода и Фосы (правого притока р. Стоход) приурочен к району \*II, как и участок вблизи г. Ковеля и п. Оконска. Участки охватывают поймы рек и водораздел между ними. Для этой территории характерно наличие маломощной (от 1—3 на возвышенности до 10—12 м в долинах) песчано-суглинистой толщи четвертичных отложений на меловом субстрате. Как с четвертичными, так и с меловыми отложениями связаны здесь водоносные горизонты, разгружающиеся в речные долины и способствующие их

заболачиванию. Между четвертичными и меловыми породами нет хорошо выраженного водоупора, в большинстве случаев в них отмечается единый водоносный комплекс. Прямая гидравлическая связь обуславливает значительный вклад напорных вод в грунтовые (в среднем более 50%, табл. 1).

Повышенное содержание тяжелых изотопов в водах четвертичных образований (скв. 80, створ XIII,  $\delta D = -59^{0/00}$ ,  $\delta O^{18} = -9,3^{0/00}$  и проба из скв. 72,  $\delta D = -52^{0/00}$ ,  $\delta O^{18} = -6,8^{0/00}$ ) может иметь, по крайней мере, два различных равновероятных объяснения. Первое может свидетельствовать о разгрузке в этих горизонтах вод, сформировавшихся в более южных районах; второе — об их застойности. По-видимому, лишь дальнейшие более детальные исследования дадут окончательный ответ на этот вопрос.

Как следует из изотопных данных (табл. 1) химического состава и минерализации, напорные и грунтовые воды участка II очень близки между собой. Минерализация грунтовых вод в четвертичных отложениях изменяется от 0,52 до 1,56 г/л. По химическому составу воды гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые и гидрокарбонатно-карбонатные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые, рН вод изменяется от 6,7 до 7,6. Для вод из верхнемеловых отложений характерна минерализация от 0,08 до 0,7 г/л, тип воды преимущественно гидрокарбонатно-кальциевый или смешанный по катионному составу, рН изменяется от 6,8 до  $>8$ .

Участок в районе оз. Свитязь находится в пределах III района и является типичным для него. Рассматриваемая территория по своему геологическому строению характеризуется наличием мощной толщи верхнемеловых отложений, в зоне развития которой расположена группа Шацких озер, включающих и оз. Свитязь. Мощность четвертичных отложений, представленных разностями рыхлых пород, изменяется от 10 до 35 м. Озеро Свитязь заполняет узкую и глубокую котловину, по-видимому, карстовую воронку, глубина которой резко увеличивается от берегов на несколько десятков метров, дно ее покрыто песчано-илистым материалом.

Подземные воды известны как в меловых, так и в четвертичных отложениях. Колебания уровня озера и грунтовых вод в течение года невелики, многолетняя амплитуда колебаний уровня воды в озере не более 0,79 м.

Результаты анализа изотопного состава вод четвертичных отложений (скв. 13,  $\delta D = -87^{0/00}$ ,  $\delta O^{18} = -13,4^{0/00}$ ) свидетельствует о том, что источником их водного питания являются атмосферные осадки и напорные воды. Доля последних, отобранных с глубины 0,1 м, составляет 10%. Воды меловых образований имеют более высокую концентрацию тяжелых изотопов (скв. 12,  $\delta D = -53^{0/00}$ ,  $\delta O^{18} = -8,9^{0/00}$ ). Наблюдаемое различие в изотопном составе вод четвертичных и меловых образований позволяет сделать следующие заключения. Во-первых, при достаточно хорошо проницаемых четвертичных отложениях и практически отсутствующем водоупоре

установленные соотношения в содержании изотопов могут иметь место лишь при существенной напорности вод меловых образований. Во-вторых, эти напорные воды формируются в районах с более высокими температурами.

Изотопный состав оз. Свитязь ( $\delta O^{18} = -12,2\text{‰}$ ,  $\delta D = -75\text{‰}$ ) может свидетельствовать о том, что одним из основных источников питания озера являются напорные воды меловых отложений. Доля их в приходной части водного баланса озера составляет примерно 40%.

Химический состав воды оз. Свитязь гидрокарбонатно-кальциевый, минерализация изменяется во времени от 0,061 до 0,205 г/л. Воды в меловых отложениях имеют такой же состав, но минерализацию несколько выше — до 0,6 г/л, а воды в четвертичных отложениях — до 0,44 г/л, тип воды тоже гидрокарбонатно-кальциевый. Таким образом, изотопный и химический состав воды подтверждает мнение о том, что одним из основных источников водного питания оз. Свитязь являются напорные воды из меловых отложений.

Из всего изложенного можно сделать заключение, что в водном балансе грунтовых вод всех районов напорные воды верхнемеловых отложений играют очень важную роль и в связи с этим выяснение их количественной характеристики имеет первостепенное значение при проектировании мелиоративных мероприятий.

**Выводы.** 1. Впервые для решения практических задач мелиоративной гидрогеологии масс-спектрометрическими методами изучено распределение изотопов водорода и кислорода в поверхностных, грунтовых и напорных водах северо-западной части Украинского Полесья и показана их перспективность для включения в комплекс гидрогеологических исследований зоны умеренного климата средних широт.

2. Концентрация дейтерия и кислорода-18 в изученных образцах грунтовых и напорных вод изменяется соответственно от  $-52$  до  $-103\text{‰}$  и от  $-6,3$  до  $13,8\text{‰}$  (относительно *SMOW*). Верхний предел содержания тяжелых изотопов отвечает концентрациям их в летних атмосферных осадках, нижний — в осенних и весенних осадках данного региона.

3. В пределах исследуемой территории в соответствии с приведенным районированием по данным изотопного состава вод сделано заключение о их происхождении, условиях формирования, источниках питания и разгрузки, а также взаимосвязи между отдельными водоносными горизонтами. Для большинства случаев изотопные данные хорошо согласуются с гидрохимическими и гидрогеологическими показателями.

4. По данным изотопного состава вод произведена количественная оценка содержания напорных вод в составе грунтовых. Показано, что доля подземной составляющей в грунтовых водах четвертичных отложений весьма существенна и должна учитываться при проектировании мелиоративных сооружений.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Справочное руководство по применению ядерных методов в гидрогеологии, Под ред. проф. В. И. Ферронского, М., «Недра», 1971.
2. Ветштейн В. Ю., Швидкий мас-спектрометричний метод визначення варіацій вмісту  $O^{18}$  в природних водах.— ДАН УРСР, 1966, № 9.
3. Ветштейн В. Ю., Мірошніченко А. Г., Артемчук В. Г., Метод прецизійного експрес-аналізу ізотопного складу водню природних вод.— ДАН УРСР, 1972, № 7.
4. Алексеевский В. Е., Опыт изучения режима подземных вод на осушенных землях Украины, ЦБНТИ, М., 1972.
5. Бурксер Е. С. и др., Характеристика стандартных образцов радиоактивных минералов для определений абсолютного возраста свинцовым методом.— Труды IX сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.— Л., 1961.

*V. E. Vetshtein, V. E. Alekseevsky, G. P. Ryabtseva*

### DISTRIBUTION OF THE DEUTERIUM AND OXYGEN-18 CONCENTRATION IN THE UNDERGROUND WATER OF THE ZONE OF THE AKTIVE WATEREXCHANGE IN THE NORTH-WESTERN PART OF THE UKRAINIAN WOODLANDS

#### Summary

The supply sources of subsoil waters of Ukrainian Woodlands have been first studied for land-reclamation purposes. The portion of pressure waters in water supply of swamps has been estimated numerically.

Е. Н. ВАСИЛЬЕВ, гл. геолог партии  
Центральная геохимическая экспедиция КазИМС,  
[Ю. И. ЛУПИНОВИЧ], канд. геол.-мин. наук  
Институт геологии БССР

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ ФОСФОРИТОВ В УСЛОВИЯХ ТРОПИЧЕСКОГО КЛИМАТА

В период 1969—1972 гг. авторами на территории республики Заир впервые в условиях тропического климата Экваториальной Африки проводилась литохимическая съёмка с целью поисков фосфоритов.

Район работ расположен в западной части республики Заир, вблизи побережья Атлантического океана. Климат жаркий и влажный. Средняя температура самого холодного месяца  $+26^{\circ}\text{C}$ , самого жаркого —  $+28^{\circ}\text{C}$ . Количество осадков превышает 1500 мм в год. Для района характерны геохимические ландшафты влажных тропиков [1]. Обилие осадков обуславливает интенсивное промывание почвы, благодаря чему выносятся растворимые продукты выветривания: Са, Na, Mg, К. Создается дефицит катионов для нейтрализации  $\text{CO}_2$  и органических кислот, и воды приобретают слабо

кислую реакцию. Кора выветривания при этом обогащается инертными в кислой среде железом и алюминием и превращается в латерит. Ионы железа и алюминия являются хорошими абсорбентами фосфора, благодаря чему в условиях коры выветривания он мигрирует плохо. Несмотря на то, что в лесах и саваннах ежегодно создается огромная биомасса, почвы содержат мало гумуса. Это объясняется [1] исключительно интенсивным разрушением органического вещества и его минерализацией. Минерализованные новообразования выносятся дождевыми водами. Биогенного обогащения почвенного слоя растворимыми формами фосфорных соединений при этом не происходит.

Рельеф района представлен мелкими сопками с относительными превышениями до 50 м. На вершинах и склонах сопкок преобладают саванны с густым травянистым покровом, достигающим высоты 1,5—2 м. В логах распространены тропические леса. Встречаются и крупные лесные массивы. Обнажения коренных пород встречаются редко, в основном по руслам ручьев.

Горизонт фосфатизированных пород с пластами фосфоритов приурочен к отложениям мезозойского осадочного чехла, залегающего на докембрийском кристаллическом основании, представленном гнейсами, мигматитами, кварцитами. Осадочный чехол отчетливо подразделяется на три основных комплекса: подсолевой, состоящий в основном из терригенных песчаников; соленосный, сложенный главным образом эвапоритами, и надсолевой, представленный морскими карбонатными и континентальными осадками. К надсолевым отложениям приурочены фосфориты. Возраст фосфоритов — кампан-маастрихт.

Почти вся площадь закрыта рыхлыми песчано-глинистыми образованиями формации Цирков. Большинство исследователей [2—6] относит их к современным аллохтонным отложениям.

Для регионального структурного плана осадочного чехла прибрежного бассейна республики Заир типично в целом моноклиналиное залегание пород с погружением их в сторону океана. На этом фоне наблюдаются пологие складки и флексуры.

Поскольку геохимические методы поисков фосфоритов в тропических странах никогда ранее не применялись, нами были поставлены опытные работы на уже известном проявлении фосфоритов. Цель этих работ — убедиться, что поиски фосфоритов геохимическими методами возможны, выбрать представительный горизонт отбора проб и частоту отбора проб по профилю. Для этого был выбран профиль вкрест простиранию обнажающегося на поверхности пласта фосфоритов. Для выбора оптимального горизонта опробования пробы отбирались с поверхности и с глубины 20, 40 и 60 см, через каждые 25 м. Анализы отобранных проб показали, что применение литохимического метода для поисков фосфоритов по их вторичным ореолам рассеяния вполне возможно. Результаты опытных работ, приведенные на рис. 1, показывают, что пласт фосфоритов и обогащенные фосфоритом вмещающие породы четко выделяются при

любой глубине отбора проб, даже при отборе проб из самого верхнего (наиболее выщелоченного) почвенного горизонта. Подсчет среднего содержания  $P_2O_5$  для разных глубин опробования в интервале пикетов 4—9 показал: глубина 0 см — 0,81%, 20 см — 0,86%, 40 см — 1%, 60 см — 0,89%. Эти цифры показывают, что на глубине 40 см содержание фосфора лишь немногим выше, чем с поверхности. Это указывает на сравнительно небольшой вынос фосфора дождевыми водами из верхнего горизонта в нижележащий. На результаты поисков такое различие содержания фосфора практически не влияет.

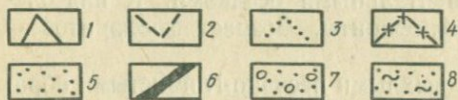
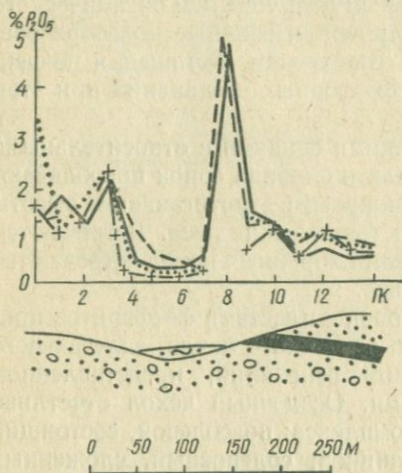


Рис. 1. Результаты опытных работ на фосфатопоявлении Гунжи:

1, 2, 3, 4 — графики содержаний  $P_2O_5$  в пробах, отобранных с глубины 0, 20, 40 и 60 см; 5 — песок; 6 — фосфорит; 7 — конгломерат; 8 — аллювий.

При рассмотрении графиков на рис. 1 также видно, что пласт фосфоритов отмечается содержанием  $P_2O_5$  до 6% в почвенных пробах. Этот пласт перекрывают песчано-глинистые отложения со средним содержанием 0,2—0,3%  $P_2O_5$  и, наконец, залегающие ниже фосфоритов конгломераты содержат в среднем 1,8%  $P_2O_5$  в почвенных пробах. Следовательно, результаты геохимических работ можно использовать не только для поисков фосфоритов, но и для прослеживания отдельных горизонтов фосфат-содержащей свиты при геологическом картировании.

Опытные работы показали, что фосфориты четко фиксируются геохимическими аномалиями при опробовании рыхлых песчано-глинистых образований непосредственно с поверхности. Это позволило предположить, что рыхлые образования, перекрывающие коренные породы, представляют собой не аллохтонные отложения формации Цирков, как это ранее считалось большинством исследователей, а чаще всего — автохтонные образования коры выветривания. Впоследствии это подтвердилось на огромной опробованной нами площади. Значительные размеры отдельных аномалий (более сотни метров по ширине) позволили выбрать шаг отбора проб — 50 м. Определение содержания фосфора в литохимических пробах производилось колориметрическим методом. Навеска пробы кипятилась в азотной кислоте 1—1,5 час, затем разбавлялась водой и отстаивалась 16 час (ночь). В отцеженный раствор добавлялась

хлористая кислота и ванадат аммония. После этого раствор обрабатывался молибдатом аммония и затем колориметрировался.

В процессе работ встретились трудности при измельчении большого количества проб, а значительная примесь кварца вызвала увеличение затраты труда для их истирания. В связи с этим была исследована возможность анализа проб без их предварительного измельчения. При литохимической съемке в пробу отбирается рыхлый материал, образовавшийся в результате поверхностного выветривания. В наших условиях он представлен черноземными и каштановыми почвами и латеритной корой выветривания. Материал пробы состоит из мало устойчивой к выветриванию тонкой фракции и более устойчивой крупнозернистой части, состоящей в основном из кварца. Фосфатное вещество при выветривании породы попадает в тонкодисперсную фракцию. Кварц, независимо от того, подвергался ли он измельчению или нет, в  $\text{HNO}_3$  практически не растворяется. Таким образом, измельчение почвенных проб не должно влиять на результаты анализа.

Для проверки этого предположения было приготовлено 5 серий по 30 проб, отобранных на известном проявлении фосфоритов. Одна серия была измельчена на истирателе до 150—200 меш, остальные просеяны через сита с размером ячейки 40, 50, 80 и 120 меш без предварительного истирания. Результаты анализов показали, что содержание фосфора в пробах возрастает с уменьшением ячейки сит. Во всех фракциях проб, просеянных без истирания, содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  выше, чем в истертых пробах. Это связано с тем, что при просеивании из пробы удаляются более крупные частицы, главным образом, кварца, и за счет этого увеличивается доля тонкой фракции, с которой связано фосфатное вещество. Однако различия в содержании фосфора в разных фракциях проб незначительны, не искажают форму и размеры геохимических аномалий и потому не влияют на результаты поисковых работ. На основании этого было решено анализировать пробы без измельчения, просеивая их через сита с размером ячеек 60—80 меш.

Широкое распространение густых тропических лесов вынуждало использовать для продолжения геохимических маршрутов сеть дорог и отходящих от них пешеходных тропинок. Расстояние между маршрутами составляло от 2—5 до 10—15 км. При детализации выявленных аномалий расстояние между маршрутами сокращалось до 1—0,5 км. Маршруты наносились на аэрофотоснимки, а затем на карту. Номер маршрута, его азимут, номер пикета и номер мешочка с пробой записывались в полевой журнал. Бригада по отбору проб состояла из ассистента-геолога и 2—3 рабочих. Производительность работы — 4—5 км маршрута с отбором 80—100 проб в день. Этими литохимическими съемками была исследована площадь порядка 5000 км<sup>2</sup>.

Кроме маршрутных геохимических поисков, которые проводились по описанной методике, нами проведены детальные геохимические поиски по прямоугольной сети 250 × 50 м. Эти работы

рыполнены в пределах выявленной поисковыми маршрутами геохимической аномалии в районе Канзи, на юге площади работ. Отсутствие здесь лесов позволило инструментально разбить топографическую сеть. В некоторых местах сеть профилей сгущалась вдвое.

Результаты анализа проб в цифрах выписывались на топографические карты, на которых затем проводились изолинии содержания  $P_2O_5$ .

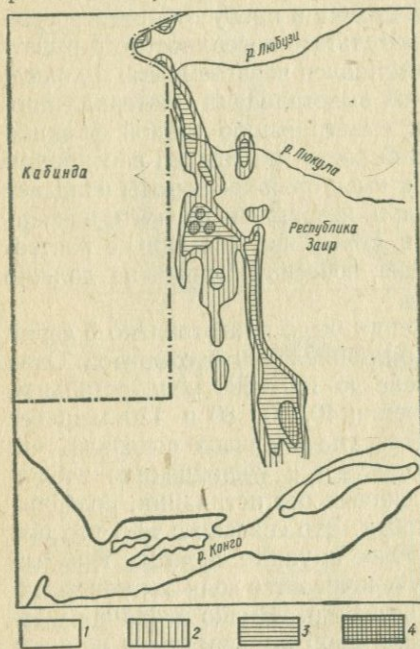


Рис. 2. Результаты геохимических поисков фосфоритов в республике Заир: 1 — площади с содержанием  $P_2O_5$  менее 0,2%; 2 — то же 0,2—0,4%; 3 — то же 0,4—0,8%; 4 — то же свыше 0,8%.

ется огромной и сложной по форме геохимической аномалией, которая простирается через всю территорию республики Заир, от ее границы с Кабиндой на севере, до реки Конго на юге, по которой проходит граница с Анголой (рис. 2). Длина аномалии около 100 км, ширина от 2 до 30 км. В пределах этой аномалии находятся все ранее известные обнажения фосфоритов. Неоднородность аномалии по концентрации  $P_2O_5$  позволила, с одной стороны, уточнить площадь распространения наиболее богатых фосфором пород, с другой — уточнить геологическое строение района, используя горизонты фосфатизированных пород в качестве маркирующих. При проверке горными и буровыми работами было выявлено три перспективных месторождения фосфоритов.

**Выводы.** Литохимические поиски фосфоритов в условиях тропического климата Экваториальной Африки весьма эффективны. Рыхлые образования коры выветривания не препятствуют их про-

Нижний аномальный предел был принят на уровне  $C_A = C_{\Phi} + 3S$ , где  $C_{\Phi}$  — фон  $P_2O_5$  и  $S$  — стандартное отклонение. При этих условиях надежность выделения аномалий составляет 99,86%. Согласно этому для нефосфатизированных сублитеральных песчаников нижнего мела при  $C_{\Phi} = 0,04\%$   $P_2O_5$  и  $S = 0,06\%$  нижнее аномальное значение составило  $C_A = 0,058\%$   $P_2O_5$ . С учетом этого были приняты следующие градации изолиний: 0,1; 0,2; 0,40; 0,80; 1,60; 3,2%  $P_2O_5$ .

В пределах выявленных геохимических аномалий и на ранее известных обнажениях фосфоритов для определения мощности пластов и содержания в них  $P_2O_5$  проходились шурфы канавы и бурились скважины.

В результате проведенных поисковых геохимических работ было установлено, что толща фосфатизированных пород фиксируется

велению. Глубина опробования не влияет на результаты поисков, поэтому пробы можно отбирать непосредственно с поверхности. Маршруты отбора проб рационально располагать по дорогам и тропам примерно «вкрест» простирацию зоны фосфатизации. Расстояние между маршрутами 3—5 км с последующей детализацией. Пробы возможно анализировать без измельчения, просеивания их через сито 60—80 меш.

В результате проведения поисков выделена геохимическая аномалия фосфора протяженностью около 100 км при ширине 2—30 км. В пределах этой аномалии выявлены три перспективные месторождения фосфора и уточнено геологическое строение площади работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Перельман А. И., Геохимия ландшафтов, «Вышая школа», 1966.
2. Cahen L. Géologie du Congo Belge, Vaillant-Carmonne, Liege, 1954.
3. Cosson I., Notice explicative sur les feuilles Pointe — Noire et Brazzaville, Carte géologique de reconnaissance á l'échell de 1 : 500 000, Paris, 1955.
4. Fortens G., Etude des couches crétaées de l'éntre Lundu Nsanzi Tervuren, 1958.
5. Ocorrências Minerals. Direcção Provincial das Seriços de Geologia e Minas de Angola, Luanda, 1966.
6. Rieder A., La série phasphatée de holle region du Kouilon, Congo. C. R. Soc. geol. FR. 2. 1959.

*E. N. Vasiliev, Yu. I. Lupinovich*

#### THE GEOCHEMICAL PROSPECTING OF PHOSPHORITES IN CONDITIONS OF TROPICAL CLIMATE

#### Summary

In the period of 1969—1972 extensive prospecting work by geochemical methods was carried out in the Zaire Republic by way of collecting specimen rocks (rock samples). Experimental work proved that the formation of a large-scale weathering crust couldn't prevent conducting such geochemical prospecting. It resulted in ascertaining a geochemical anomaly of phosphorus about 100 Km large and 2 to 30 Km wide. The maxima of the anomaly revealed 3 perspective beds of phosphorite ore that helped define the geological structure of the work area.

И. Ф. ВОВК, ст. научн. сотр. ИГН АН УССР

#### СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА ГОРНЫХ ПОРОД И ВОД И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ РАЗВИТИЯ

Современный научно-технический прогресс находит свое отражение в направлениях и методах аналитической геохимии. Он дает в руки исследователя новые более совершенные методы и приборы для анализа вещества, требует проведения все более тонких анализов геологических образований. Еще 30—40 лет назад геолого-

разведочную практику удовлетворяли определения элементов при содержании их свыше  $10^{-3} - 10^{-4} \%$ . Сейчас уже по многим элементам этот предел снижен до  $10^{-6} - 10^{-8} \%$ , а для решения некоторых вопросов теоретической геохимии требуется определение следов элементов на уровне  $10^{-10} - 10^{-20} \text{ г}$  в чрезвычайно сложных по составу объектах (как известно, горные породы, воды, минералы содержат весь набор химических элементов периодической системы Д. И. Менделеева в концентрациях от нескольких атомов в  $1 \text{ см}^3$  до десятков весовых процентов).

Поэтому современное состояние аналитической базы геохимии отличается исключительным многообразием и разветвленностью применяемых методов и методик анализа вещественного состава горных пород и вод.

Преобладающими в геохимической лабораторной практике в настоящее время являются мокрые химические (весовые и объемные) оптические и в меньшей мере электрохимические, хроматографические и некоторые другие методы.

Наиболее распространены классические химические методы, особенно при анализе горных пород и вод на макрокомпоненты [2]. Основным их достоинством является высокая точность определения элементов. Однако весовой метод требует длительного времени, иногда более суток на определение одного элемента. Существенным недостатком весового и объемного методов является также слабая избирательность и невозможность определения нескольких элементов из одной навески, поэтому приходится многократно выполнять непроизводительные операции по переводению навесок горных пород в растворы и отделению мешающих компонентов.

Среди оптических методов эмиссионный спектральный анализ по экспрессности и богатству получаемой геохимической информации на сегодняшний день не имеет себе равных [9, 21], так как он наиболее удобен для массового определения большого количества элементов в одной навеске без разложения пробы. Еще в послевоенные годы считали, что эмиссионный спектральный анализ имеет неограниченные возможности. И хотя эти надежды не оправдались в связи с его сравнительно невысокой точностью и ограниченной чувствительностью (граница обнаружения для большинства элементов лежит в пределах  $10^{-4} - 10^{-3} \%$ ), он продолжает занимать важное место среди методов анализа горных пород и вод. В передовых лабораториях мира спектральным методом удается определять в большинстве проб без предварительной обработки до 70 элементов с чувствительностью до  $10^{-8} \text{ г}$  [25], а его химико-спектральный вариант позволяет после предварительного обогащения проб воды химическим путем определять в них химические элементы с чувствительностью до  $10^{-8} \text{ г/л}$ .

Дальнейшее развитие этого метода основывается на внедрении в лабораторную практику спектрографов с большой дисперсией и разрешающей способностью (типа ДФС-13, СТЭ-2), позволяющих

повысить чувствительность определения элементов при непрерывном фоне. Большие надежды возлагаются на применение в спектральном анализе в качестве источника возбуждения спектров оптических квантовых генераторов (лазеров), которые позволяют исследовать образцы в вакууме, на удалении (анализ высокорadioактивных продуктов), без применения электродов, что исключает загрязнение пробы материалом электродов, повышает чувствительность и точность анализа. В настоящее время спектрографы с приставкой квантового генератора ЛМА изготавливаются предприятием «Карл Цейс».

Широко распространены в анализе природных вод и горных пород другие оптические методы: визуальная колориметрия, фотоэлектродориметрия, спектрофотометрия, люминесцентный (флуоресцентный) анализ, пламенная эмиссионная и атомноабсорбционная спектрофотометрия [3, 6, 8, 11, 15—17, 19, 20, 22, 23, 27]. Большинство из них можно считать идеальными для определения химических элементов, в жидкостях, так как они достаточно чувствительны и точны, сравнительно просты, кроме того, допускают возможность автоматизации измерений.

В СССР наибольшее развитие получила инструментальная база спектрофотометрии. В настоящее время Ленинградское оптико-механическое объединение выпускает такие спектрофотометры: СФ-4, СФ-4А, СФ-8, СФ-14, СФ-16, СФД-2. Некоторые из них (СФ-14) снабжены регистрирующими приборами.

Но ни один из аналитических методов не развивался так бурно, как атомноабсорбционная спектрофотометрия. В 60-х годах в лабораториях мира было установлено свыше 5 тысяч атомноабсорбционных приборов, вытеснивших в значительной мере не только традиционные мокрые методы химического анализа, но и некоторые инструментальные, включая пламенную и эмиссионную спектроскопию. В настоящее время с помощью атомноабсорбционной спектрофотометрии можно определять в растворах более 65 элементов с чувствительностью  $10^{-4}$  —  $10^{-7}$  %. За рубежом около 20 фирм выпускают до 30 моделей различных приборов и устройств для атомной абсорбции [16]. В нашей стране атомноабсорбционные спектрофотометры разрабатываются и изготавливаются с 1967 г. Изготовленные за это время установки хорошо зарекомендовали себя в ряде научно-исследовательских и производственных учреждений химического и геологического профиля. Опыт их эксплуатации показал, что они позволяют определять почти все металлические элементы (их набор в конкретных моделях спектрофотометров определяется набором спектральных ламп), находящиеся в растворах, без предварительного обогащения с чувствительностью  $5 \cdot 10^{-5}$  —  $5 \times 10^{-7}$  % при ошибке 25% вблизи порога чувствительности и  $< 5$  % при концентрациях, в 50—100 раз больших нижней границы обнаружения [6]. Расчеты и передовой зарубежный опыт показывают, что ошибка измерений на атомноабсорбционных спектрофотометрах

лимитируется их воспроизводимостью и, как правило, составляет менее 1% от присутствующего количества анализируемого элемента [19].

В конце 50-х годов в нашей стране начали развиваться исследования в области дифференциальной фотометрии, которая находит все более широкое применение в анализе больших концентраций различных веществ и материалов. Ее применение обеспечивает быстрый и точный анализ индивидуальных соединений и смесей различных веществ в широком диапазоне концентраций (от  $10^{-6}$  —  $10^{-5}$  % до 80—100%). Сущность метода дифференциальной фотометрии заключается в использовании переменной оптической шкалы спектрофотометра или колориметра, что достигается соответствующей настройкой прибора. Поэтому для его реализации используется стандартное фотометрическое оборудование. Относительная погрешность анализа обычным спектрометрическим методом достигает 1—2%, а фотоколориметрических определений — не ниже 5 %. Относительная ошибка анализа на тех же приборах методом дифференциальной фотометрии снижается до десятых и даже сотых долей процента [3]. Как видно, по своей точности этот метод не уступает классическим, весовому и объемному, превосходя их по многим другим показателям (экспрессности, избирательности, возможности автоматизации, экономичности и др.), что открывает перспективу максимального освобождения лаборатории от малопродуктивных мокрых методов анализа горных пород и вод, господствующих ныне при определении их основного состава.

Абсолютные пределы обнаружения элементов рассмотренными оптическими методами составляют  $10^{-6}$  —  $10^{-9}$  г [25]. В общем случае флуоресцентные методы анализа чувствительнее абсорбционных. Предел чувствительности определения многих элементов флуориметрическими методами составляет  $10^{-6}$  —  $10^{-7}$  %, в то время, как абсорбционной спектрофотометрией —  $10^{-5}$  —  $10^{-6}$  % (при навеске пробы 1 г). Отличительной чертой большинства методов флуоресцентного анализа является экспрессность, простота и доступность средств для проведения анализа. Для их осуществления необходимо стандартное физическое оборудование, которое легко собирается и налаживается. Эти методы не требуют предварительной химической обработки образцов.

Новые перспективы развития флуоресцентного метода, как и эмиссионного спектрального анализа, появились в последние годы в связи с применением лазера в качестве источника света. Внедрение лазера в спектроскопическую практику позволило создать лазерные автоматизированные и удобные в эксплуатации Раман спектрометры, дающие возможность получить высококачественные спектры высокой разрешающей способности как для жидких, так и для твердых образцов, независимо от цвета и количества исследуемого вещества. Все это выдвигает флуоресцентный метод, основанный на лазерном возбуждении, в число наиболее перспективных

инструментальных методов для исследования природных вод и горных пород.

Из большого количества электрохимических методов (в настоящее время известно более двадцати) в геохимических исследованиях наиболее широкое распространение получил полярографический анализ, реализация которого обеспечивается разнообразным серийным оборудованием (отечественные полярографы ПА-2, ПА-3, ПО-5122 и такие новые совершенные модели, как УПЭ-6124, ППТ-6061, чешские полярографы LP-60 и LP-67, венгерские ОН-101, ОН-102 и др.).

Большие достижения советской электрохимической школы позволили в последние годы значительно углубить исследования в области теории и практики полярографического метода анализа веществ [8, 13, 15, 20, 24, 28]. Особенно интенсивно проводятся сейчас исследования по осциллографической и переменноточковой полярографии; позволяющей в сочетании с методами амальгамной полярографии с накоплением (АПН) и пленочной полярографии с накоплением (ППН) значительно повысить разрешающую способность и чувствительность анализа. Реально достигнутая чувствительность метода ППН составляет  $10^{-5}$  —  $10^{-6}$  % и метода АПН —  $10^{-6}$  —  $10^{-8}$  %, причем, как показывают теоретические исследования, эта чувствительность не предельна и может быть повышена на 2—3 порядка (в методе АПН до  $10^{-8}$  —  $10^{-10}$  %) [20].

Применяя полярографические методы к анализу горных пород и природных вод, приходится считаться с неблагоприятным аналитическим соотношением элементов. В большинстве случаев их определению предшествует разделение (и концентрирование), что несколько сдерживает широкое внедрение полярографического анализа в практику геохимических исследований. Более перспективной является полярография с накоплением, получающая все более широкое распространение при определении микрокомпонентов в горных породах и водах. Наряду с высокой чувствительностью и разрешающей способностью, широким кругом определяемых элементов (в настоящее время метод позволяет определять в почвах, растениях и водах 36 элементов [13]), возможностью определения нескольких элементов из одной полярограммы, этот метод прост в аппаратном отношении и допускает автоматизацию измерений.

Хроматографический метод анализа и разделения смесей в геохимии с каждым годом завоевывает все более прочные позиции. Он отличается высокой чувствительностью. В частности, с применением инертных носителей типа фторопластов он обеспечивает получение коэффициентов обогащения порядка  $10^7$ — $10^8$ , что делает его особенно перспективным для выделения следов примесей ( $10^{-6}$  —  $10^{-8}$  %) на фоне высоких концентраций макрокомпонентов [14].

Важными достоинствами являются также возможность получения качественных и количественных результатов в небольших

пробах, простота технических приемов, универсальность, высокая точность анализа и возможность комбинирования с инструментальными методами [4, 6, 8, 10, 20, 28].

Ионообменная хроматография с успехом используется для проведения некоторых тонких анализов горных пород, руд и минералов. Но особое значение она имеет для концентрирования микроэлементов из природных вод. Применение ионитовых колонок исключило необходимость трудоемких операций по доставке больших объемов воды из мест отбора в полевых условиях к стационарным лабораториям, где выполняются анализы вод.

Распределительная хроматография на бумаге и в тонком слое предоставила в распоряжение аналитиков новый эффективный способ анализа и разделения элементов с очень близкими свойствами, таких как гафний и цирконий, редкоземельные элементы, которые обычно определялись лишь совместно.

Газовая хроматография является в настоящее время важнейшим методом анализа газового состава природных вод. Этому способствовали разработки и внедрение в аналитическую практику разнообразных типов сравнительно недорогих отечественных хроматографов: ХЛ, ЛХМ, «Цвет», «Луч» и др.

Дальнейшее развитие рассмотренной выше группы методов анализа горных пород и вод, базирующейся на использовании свойств внешних электронов, наряду с совершенствованием аппаратуры, связывается также с внедрением в практику геохимических исследований интенсивно разрабатываемых в последние годы кинетических, фотохимических и радиационно-химических методов. Некоторые особенности этих методов позволяют рассматривать их как весь а перспективные в сочетании с инструментальной регистрацией результатов анализа.

Кинетические методы исходят из непосредственной связи скорости химической реакции с концентрацией реагирующих веществ [31]. Очень чувствительными оказываются кинетические методы с использованием катализаторов. Иногда достаточно нескольких молекул катализатора, чтобы значительно ускорить протекание химической реакции. По скорости химической реакции, регистрируемой различными способами, можно обнаруживать присутствие катализаторов с чувствительностью  $10^{-10}$  —  $10^{-20}$  г [32]. Сейчас известны каталитические реакции, пригодные для определения свыше 20 элементов, и их число увеличивается. Недостатком этих методов является малая избирательность.

Фотохимические [12] и радиационно-химические [14, 18] методы основываются на химических реакциях, протекающих под действием энергии излучения. Они обладают повышенной селективностью, позволяют регулировать скорость реакции вплоть до быстрого и полного ее приостановления с прекращением облучения, получать продукты, свободные от примесей избытка реагента, так как часто роль реагента выполняет облучение. Но, пожалуй, наиболее отличительной и поэтому наиболее важной чертой методов является то,

что в них реализуются некоторые реакции, термодинамически запрещенные в обычных условиях анализа.

Возможности для дальнейшего совершенствования и возникновения новых аналитических методов, связанных с периферической электронной оболочкой атомов, еще далеко не исчерпаны. Помимо рассмотренных направлений, успешно развиваются инфракрасная спектроскопия, спектроскопия комбинационного рассеяния и др. Однако главная тенденция в развитии современной аналитической химии — внедрение методов, базирующихся на проникновении внутрь атома, в глубокие электронные слои и ядро [1, 5—7, 25, 26, 29, 30]. Сюда относятся эмиссионный рентгеноспектральный анализ, основанный на возбуждении внутренних электронных оболочек атомов определяемого вещества потоком рентгеновских лучей,  $\beta$ -лучей и электронов, метод ядерного магнитного резонанса, использующий эффект экранирования ядра электронами, масс-спектральный анализ и большая группа методов ядерной физики (радиоактивационный, радиохимический, нейтронно- и гаммаабсорбционный,  $\beta$ - и  $\gamma$ -отражения, мессбауэровская спектроскопия). Все эти методы уже находят применение при исследовании горных пород и вод.

Внедрение масс-спектрального, радиоактивационного, рентгеноспектрального и других физических методов знаменует сейчас начало качественно нового этапа геохимических исследований.

В масс-спектральном методе химического и (что не менее важно для геохимии) изотопного анализа используется основная характеристика вещества — масса его молекул или атомов. Поэтому он наиболее универсален и перспективен для аналитической практики. Масс-спектральный метод с искровым разложением вещества в вакууме позволил определять примеси в твердых телах, состоящие из химических элементов почти всей периодической системы (от лития до урана) с чувствительностью  $10^{-6}$  —  $10^{-7}$  %. Абсолютные пределы обнаружения многих химических элементов, достигнутые с помощью этого метода в ряде ведущих лабораторий мира, составляют  $10^{-10}$  —  $10^{-13}$  г [25].

Радиоактивационный метод при облучении горных пород в ядерном реакторе потоком нейтронов порядка  $10^{13}$  нейтрон/см<sup>2</sup> · сек обеспечивает определение около 70 элементов с чувствительностью  $10^{-5}$  —  $10^{-10}$  % [1, 5, 29, 30]. Другими достоинствами радиоактивационного анализа является высокая селективность, возможность проведения экспресс-анализа без разрушения образца при одновременном определении большого числа примесей в одной навеске и др. В СССР крупные центры активационного анализа созданы на базе реакторов в Ташкенте, Риге, Тбилиси, Алма-Ате и Обнинске. Дальнейшее внедрение этого метода осуществляется как на базе реакторов (Киев), так и на базе нейтронных генераторов.

Очень широкие возможности для определения в породах, минералах и водах ультрамикроримесей предоставляет такая разновидность ядерно-физических методов, как использование радиоактив-

ных индикаторов. Она позволяет определять многие химические элементы с чувствительностью на уровне  $10^{-10}$  —  $10^{-18}$  г [25].

Важным преимуществом рентгеноспектрального метода является то, что он позволяет делать элементарный анализ из очень маленького объема пробы (несколько  $\text{мк}^3$ ), на поверхности образца, не разрушая его, а также анализировать вещества любого агрегатного состояния (твердые и порошкообразные пробы, растворы, биологические пробы). Это способствует широкому применению его для определения микроэлементов непосредственно в породах и водах, а также в средах, куда они попали из пород и вод при процессах обогащения (ионообменных смолах, органических растворителях, сорбентах, нефти, на различных фильтрах). Чувствительность метода зависит от фона установок и ограничена большей частью концентрациями  $10^{-3}$  —  $10^{-4}$  %, однако возможность его применения к пробам малого веса в сочетании с химическим обогащением позволяет определять до  $10^{-1}$  г элемента и ниже.

Эти универсальные, высокочувствительные, достаточно точные, высокопроизводительные инструментальные методы анализа довольно сложны и пока еще трудно доступны для большинства рядовых лабораторий, чем и объясняется их сравнительно неширокое распространение, но будущее лабораторной базы геохимии, безусловно, за ними. Для их быстреего освоения необходимо создать базовые межведомственные геохимические лаборатории и организовать подготовку специалистов при вузах по современным инструментальным методам анализа горных пород и вод. Создание базовых геохимических лабораторий позволит не только ускорить освоение высокоэффективных физических и физико-химических методов анализа, но также внедрить и эффективно использовать электронно-вычислительную технику для первичной обработки и последующего анализа потоков геохимической информации.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Активационный анализ элементного состава геологических объектов, Ташкент, «Фан», 1967.
2. Аналитическая химия кремния, М., «Наука», 1972.
3. Беликов В. Г., Дифференциальная фотометрия, Ставропольское кн. изд-во, 1970.
4. Белявская Т. А., Большова Т. А., Хроматографический анализ неорганических веществ. Изд-во МГУ, 1970.
5. Боуэн Г., Гиббонс Д., Радиоактивационный анализ., М., Атомиздат, 1968.
6. Вовк И. Ф., Пелешенко В. И., Современные инструментальные методы анализа природных вод. К., Изд-во УкрНИИНТИ, 1970.
7. Всесоюзное совещание (III) по активационному анализу, Ташкент, «Фан», 1972.
8. Всесоюзное совещание по усовершенствованию анализа минерального сырья методами электрохимии, фотоколориметрии и флуоресценции (Тезисы докладов), Алма-Ата, Изд-во Казахского ун-та, 1970.
9. Калинин С. К., Файн Э. Е., Эмиссионный спектральный анализ минерального сырья, М., «Недра», 1969.

10. Кульская О. А., Елисеева Г. Д., Горный Г. Я., Геохимия и аналитическая химия редкоземельных элементов, К., «Наукова думка», 1969.
11. Методы химического анализа и состав минералов, М., «Наука», 1971.
12. Немодрук А. А., Безрогова Е. Е., Фотохимические реакции в аналитической химии, М., «Химия», 1972.
13. Новые исследования в полярографии, Кишинев, «Штиинца», 1972.
14. Пикаев А. К., Сольватированный электрон в радиационной химии, М., «Наука», 1969.
15. Повышение эффективности контроля химического состава материалов, М., Изд-во общества «Знание» РСФСР, 1972.
16. Приборы для атомноабсорбционного анализа, М., Изд-во ЦНИИТЭИ приборостроения, 1970.
17. Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю., Методы анализа природных вод, М., «Недра», 1970.
18. Руководство к практическим занятиям по радиохимии, М., «Химия» 1968.
19. Славин У., Атомноабсорбционная спектроскопия Л., «Химия», 1971.
20. Современные методы анализа материалов, М., «Металлургия», 1969.
21. Спектральный анализ в геологии и геохимии, М., «Наука», 1967.
22. Стейтон Р., Быстрые методы определения следов элементов при геохимических исследованиях, М., «Мир», 1969.
23. Унифицированные методы анализа вод, М., «Химия», 1973.
24. Физико-химические методы анализа, Кишинев, «Штиинца», 1971.
25. Физические методы анализа следов элементов, М., «Мир», 1967.
26. Физические методы экспресс-анализа состава веществ, Фрунзе, «Илим», 1970.
27. Электрохимические и оптические методы анализа сточных вод и электролитов, Изд-во Ростовского ун-та, 1967.
28. Электрохимические методы анализа материалов, М., «Металлургия», 1972.
29. Ядерно-физические методы анализа вещества. М., Атомиздат, 1971.
30. Якубович А. Л., Зайцев Е. И., Пржиялговский С. М., Ядерно-физические методы анализа минерального сырья, М., Атомиздат, 1969.
31. Яцимирский К. Б., Кинетические методы анализа, М., «Химия», 1967.
32. Яцимирский К. Б., Тихонова Л. П., Катализ в аналитической химии, М., «Наука», 1970.

*I. F. Vovk*

## MODERN METHODS OF ROCK AND WATERS ANALYSIS AND PERSPECTIVE OF THEIR DEVELOPMENT

### Summary

Modern state and perspective of the application of classical chemical, optical, electrochemical, chromatographical methods and new methods of chemical kinetic, photochemistry, radiation chemistry to rock and water analysis are described. The principal tendency of the development of the analytical base of geochemistry is noted on the way of installation of mass spectrometers, X-ray spectrometers, radioactivation technique and other physical instruments.

ОБ УЧЕТЕ ПРИРОДНОЙ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ДИСПЕРСИИ  
ПРИ ПЛАНИРОВАНИИ  
СПОСОБА ГЕОХИМИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ

Достоверность геологических выводов при использовании результатов геохимических исследований в значительной мере зависит от представительности материала и правильности отбора исследуемых проб. Однако разработке вопросов, связанных с выбором оптимальных способов опробования геологических объектов, не уделяется должного внимания. Между тем, если учесть объемы опробования геологических образований при геохимическом изучении, стоимость анализов и их обработки, становится понятной научная и практическая ценность исследований, связанных с разработкой рациональных способов опробования.

В настоящей статье рассматриваются теоретические вопросы, связанные с выбором рационального способа опробования для изучения количественных характеристик распределения химических элементов и приводятся результаты проведенного эксперимента по планированию рационального способа опробования гранитоидов Украинского щита.

При площадном опробовании результат измерения признака  $\xi_i = \xi(x_i, y_i)$  в точке  $(x_i, y_i)$  можно представить значением реализации случайного поля  $\xi(x, y)$  с математическим ожиданием, представляющим собой функцию  $f(x, y)$  от координат в исследуемом объекте  $Q$ . Будем считать, что локальные отклонения  $\xi(x, y) - f(x, y)$  некоррелируемы для реальных сетей опробования, так что математическое ожидание произведения  $M[\xi(x_1, y_1) - f(x_1, y_1)] [\xi(x_2, y_2) - f(x_2, y_2)] = 0$  для любых двух пунктов  $(x_1, y_1)$ ,  $(x_2, y_2)$  опробования.

Задача об определении среднего по  $Q$  значения признака сводится к оценке интеграла

$$M = \frac{1}{S} \iint_Q f(x, y) dx dy. \quad (1)$$

В качестве такой можно взять

$$\tilde{M} = \frac{1}{S} \sum_{i=1}^N \xi(x_i, y_i) s_i \quad (2)$$

( $s_i$  — площади ячеек  $Q_i$  сети опробования,  $S = \sum_{i=1}^N s_i$ ).

Дисперсией оценки (2) будет

$$D(\tilde{M}) \simeq \sum_{i=1}^N \frac{s_i^2}{S^2} D(x_i, y_i), \quad (3)$$

где  $D(x_i, y_i)$  — дисперсия колебаний признака в пределах ячейки  $Q_i$ .

При равномерной сети опробования

$$\bar{M} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \xi(x_i, y_i) \quad (4)$$

и

$$D(\bar{M}) = \frac{1}{N} D, \quad (4')$$

где

$$D = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N D(x_i, y_i).$$

Из (4), (4') следует важный вывод о том, что точность оценки среднего определяется не дисперсией признака по всему объекту, а дисперсиями его  $D(x_i, y_i)$  по ячейкам сети опробования. Отсюда следует, что оптимальный способ опробования нужно определять так, чтобы свести к минимуму дисперсию колебаний значений признака по ячейкам сети опробования.

При определении способа отбора пробы и режима последующих измерений, обеспечивающего выполнение этого условия, можно воспользоваться влиянием следующих наиболее доступных факторов:

- 1) увеличение веса пробы (при штучном опробовании);
- 2) применение метода сборных проб, увеличение числа навесок в сборной пробе или их веса;
- 3) применение кратных измерений каждой пробы или измерение каждой навески сборной пробы.

Очевидно, при отборе сборных проб в узлах сети или хотя бы при увеличении веса проб точность оценки  $M$ , по крайней мере, не уменьшается, причем сборные пробы предпочтительнее штучных того же веса. Рассмотрим подробнее характер этого влияния.

Пусть  $T$  — ячейка сети опробования с центром в точке с координатами  $(x, y)$ . Обозначим через  $\bar{\xi}(x, y)$  истинное значение признака в пробе фиксированного веса  $p$ , отобранной в точке с координатами  $(x, y)$ . Значение его  $\xi(x, y)$  в монолитной пробе весом  $P = kp$  можно представить как среднее по значениям  $\xi_i(x, y)$  в  $k$  штучах весом  $p$  каждый, взятых впритык друг к другу в точке  $(x, y)$ ,

$$\bar{\xi}(x, y) = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k \xi_i(x, y). \quad (5)$$

Аналогично, значение признака  $\bar{\xi}^{(k)}(x, y)$  в сборной пробе из  $k$  штучов, каждый весом  $p$ , взятых в пунктах  $(x_i, y_i)$  вокруг  $(x, y)$  является средним из значений  $\xi^{(0)}(x_i, y_i)$  в этих штучах

$$\bar{\xi}^{(k)}(x, y) = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k \xi^{(0)}(x_i, y_i). \quad (6)$$

В соответствии с изложенным выше, в качестве количественной характеристики для сравнения различных типов проб естественно использовать дисперсию отклонений результатов измерений признака в этих пробах от среднего по  $T$ .

Обозначим  $\bar{\eta}(x, y)$  — результат измерения признака в монолитной пробе;  $\bar{\eta}^{(k)}(x, y)$  — в сборной. Очевидно, что  $\eta(x, y) = \xi(x, y) + \Delta$  и  $\bar{\eta}^{(k)}(x, y) = \bar{\xi}^{(k)}(x, y) + \Delta$ , где  $\Delta$  — отклонение результата измерения от истинного значения.

Очевидно,  $\Delta$  — случайная величина с нулевым математическим ожиданием, дисперсия которой  $D_{\text{ош}}$  характеризует ошибку анализа.

Нетрудно показать, что дисперсией  $\bar{\eta}^{(k)}(x, y)$  будет

$$D(\bar{\eta}^{(k)}(x, y)) = \frac{D(x, y)}{k^2} \left[ k + \sum_{i+j}^k r(d_{ij}) \right], \quad (7)$$

где  $r(d_{ij})$  — коэффициент корреляции между случайными величинами, являющимися отклонениями  $\xi(x_i, y_i)$  и  $\xi(x_j, y_j)$  от среднего  $f(x, y)$  по  $T$ ;  $d_{ij}$  — расстояния между  $(x_i, y_i)$ ,  $(x_j, y_j)$ ;  $D(x, y)$  — дисперсия природного распределения значений признака в пробах весом  $p$  в пределах  $T$ ;  $D_{\text{ош}}$  — дисперсия ошибок измерений;  $k$  — число навесок в сборной пробе. Формула (7) естественным образом распространяется на случай монолитной пробы.

$$D\eta(x, y) = \frac{D(x, y)}{k^2} [k + (k-1)kr(0)] + D_{\text{ош}}. \quad (8)$$

Для оценки  $D(x, y)$  можно воспользоваться соотношениями  $D(x, y) = D\eta - D_{\text{ош}}$ , где  $D\eta$  — дисперсия наблюдаемых значений в пробах весом  $p$ .

Таким образом, в очевидном предположении монотонного убывания  $r(d_{ij})$  при увеличении  $d_{ij}$  и  $r(d_{ij}) > 0$  в любых направлениях, сборной пробе будет соответствовать, по крайней мере, не большая дисперсия, чем для монолитной того же веса. При взаимной независимости частных проб, которая обеспечивается достаточным удалением пунктов отбора частных проб,  $r(d_{ij}) = 0$ , и дисперсия становится минимальной и равной

$$D\bar{\eta}^{(k)}(x, y) = \frac{D(x, y)}{k} + D_{\text{ош}} \quad (9)$$

при фиксированном  $k$  и  $D_{\text{ош}}$ .

Сравнение формул (9) и (8) показывает, что если природная дисперсия значительно превышает дисперсию погрешностей анализа ( $D(x, y) \gg D_{\text{ош}}$ ), применение метода сборных проб дает наибольший эффект. В наименее благоприятном случае ( $r(0) \simeq 1$ ) — для монолитных проб

$$D\bar{\eta}(x, y) \simeq D(x, y) + D_{\text{ош}},$$

в то время, как для сборных проб того же веса  $P = kp$ ,  $D(x, y)$  может быть уменьшена в  $k$  раз.

Ясно, однако, что дисперсия  $D\bar{\eta}^{(k)}(x, y)$  не может быть сделана меньшей  $D_{\text{ош}}$ , каким бы значительным не было количество частных проб в сборной пробе. Если  $D_{\text{ош}} > D(x, y)$  (дисперсия ошибок

измерений превосходит природную дисперсию), то больший эффект даст применение метода кратных независимых измерений. Пусть  $r$  — количество кратных измерений пробы весом  $p$ ,  $\eta^{(r)}(x, y) = \frac{1}{r} \sum_{i=1}^r \eta^{(i)}(x, y)$ ;  $\eta^{(i)}(x, y)$  — результаты кратных измерений, то дисперсия

$$D\eta^{(r)}(x, y) = D(x, y) + \frac{D_{\text{ош}}}{r}.$$

Для получения количественной информации, предусматривающей расчет сравнительных характеристик различных способов опробования, предполагается проведение опробования полигонов, соответствующих по размерам средним ячейкам сети опробования (площади «влияния» одного пункта опробования).

Объектами экспериментальных исследований явились граниты кировоградско-житомирского и коростенского интрузивных комплексов. Основанием для выбора этих типов гранитов явилась широкая распространенность их в пределах Украинского щита, различный характер и крупность слагающих их минералов, различия в степени однородности и других структурных и текстурных особенностей.

В качестве полигонов опробования были выбраны Сугоклеевский карьер, характеризующий крайне неоднородные в структурном отношении граниты кировоградского типа, Крошнинский, вскрывающий среднезернистые граниты житомирского типа, и Могилянський карьер, характеризующий граниты, коростенского интрузивного комплекса и отличающийся большой неоднородностью строения и неустойчивостью как структурно-текстурных характеристик, так и изменчивостью минерального состава.

Экспериментальное опробование осуществлялось по следующей схеме. В пределах горной выработки равномерно были расположены 30 профилей, на каждом из которых отобраны образцы по схеме рис. 1. В пределах каждого профиля отбирались 27 образцов весом по 50 г. Десять из них объединялись в две сборные пробы по 5 штук весом 50 г в каждом, отобранных с интервалами, соответственно 0,5 м и 5 м. Для исследования влияния веса проб в пределах

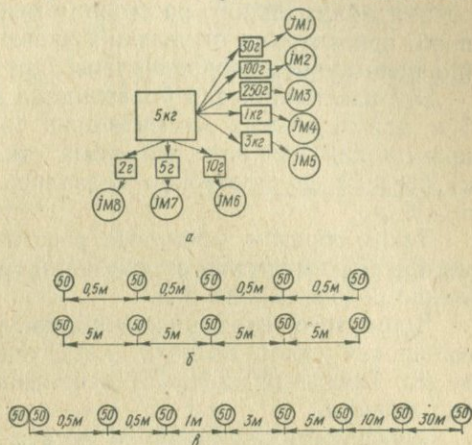


Рис. 1. Схема отбора проб:

$a$  — монолит с последующим разделением на навески;  $b$  — сборные пробы (индекс пробы  $JX0,5$  м, индекс пробы  $JС$  (5 м));  $a$  — пробы для оценки автокорреляционной зависимости, вес каждой пробы 50 г, индекс проб  $JR$ .

каждого профиля отбирался штаф весом около 5 кг, который затем разделялся на пробы разного веса. Далее, однотипные пробы объединялись в выборки с объемом, равным количеству опробованных профилей (30). По каждой пробе методом приближенно-количественного спектрального анализа определялись содержания малых химических элементов. Пробы большого веса после дробления квартовались до навесок в 50 г. Помимо указанных для оценки дисперсии ошибок измерений было отобрано несколько проб, подвергавшихся регулярным контрольным измерениям в процессе рядовых измерений.

Результаты измерений проб «JR» (рис. 1) использовались для оценки минимального расстояния между пунктами отбора частных проб, при которых отклонения значений концентрации от средних (по полигонам) некоррелируемы или слабо коррелируемы.

Эти расстояния для большинства элементов оказались порядка 5 м, для отдельных элементов они увеличивались до 20 м, причем практически для всех элементов отклонения значений признаков от средних по полигонам оказались слабо коррелируемыми при  $d \geq 5$  м.

Таким образом, в качестве расстояния между частными пробами при геохимическом опробовании гранитоидов Украинского щита можно рекомендовать 5 м.

Кроме того, пары рядом отбираемых проб JR1, JR2 использовались для оценки величины  $r(0)$ , участвующей в расчетной формуле (8). Пробы JS, JM, JX использовались для контроля расчетных формул.

Зависимость дисперсии от веса  $p$  штафных проб, согласно (8), оценивается в виде

$$\check{D}(p) = \check{D}_{\text{ом}} + \frac{\check{D}\eta - \check{D}_{\text{ом}}}{k} + \frac{k-1}{k} (\check{D}\eta - \check{D}_{\text{ом}}) \check{r}(0), \quad (10)$$

где  $k = \frac{p}{p_0}$ ,  $p_0 = 50$  г — вес проб JR, которые в нашем опыте давали исходный материал для дальнейших построений;  $\check{D}\eta$  — дисперсия признака по навескам весом  $p$ , оцениваемая по результатам измерений проб JR;  $\check{r}(0)$  — оценка коэффициента корреляции значений одного и того же признака в пробах JR1, JR2 (отбираемых впритык друг к другу). Тогда оценка среднего квадратического отклонения  $\check{\sigma}(p) = \sqrt{\check{D}(p)}$ . Функция  $\check{\sigma}(p)$  была протабулирована для ряда элементов, и по полученным данным построены графики  $\check{\sigma}(p)$  для  $p \geq 50$  г с логарифмической шкалой по оси абсцисс. Примеры этих зависимостей приведены на рис. 2. Отмеченные на этих графиках точки с абсциссами 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200, 1000 и 3000 получены прямой оценкой по пробам этих весов. Расчетная часть графика изображается сплошной линией справа от точки  $p_0 = 50$  г.

Сопоставление расчетных зависимостей с оценками  $\check{\sigma}(p)$ , полученными прямым вычислением по эмпирическим данным на всем

диапазоне исследовавшихся весов, показало вполне удовлетворительную точность расчетного способа построения зависимости  $\sigma(p)$  (рис. 2).

Части графиков слева от точки  $p_0 = 50$  г (пунктирная линия), построенные по эмпирическим точкам, дают возможность ориентировочно оценить интервал, на котором сказывается влияние веса, связанное с зернистостью породы. Для крупнозернистых гранитов (Сугоклеевский карьер) это влияние сказывается при весах проб

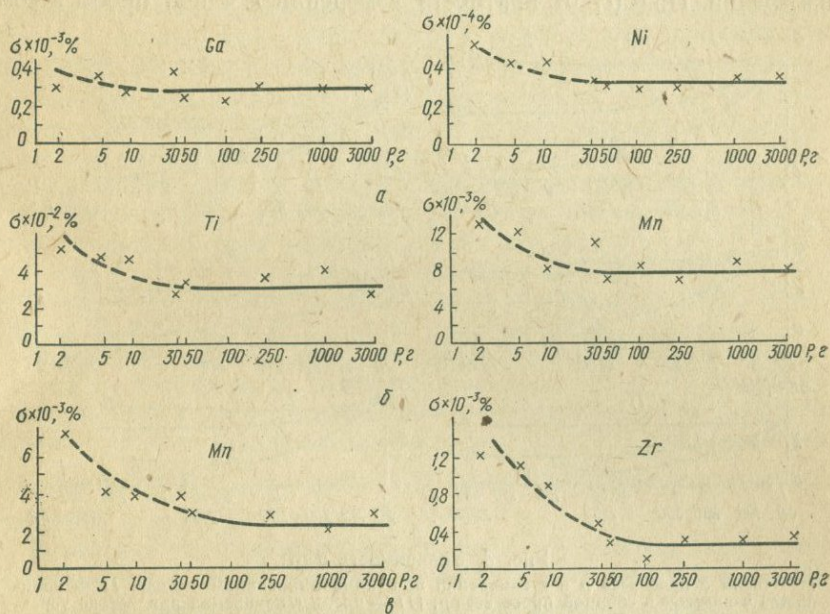


Рис. 2. Расчетная зависимость  $\sigma$  от веса  $p$  штуфных проб:

а — Крошнинский карьер; б — Сугоклеевский карьер; в — Могилянский карьер.

до 30—50 г, для среднезернистых (Могилянский карьер) до 5—10 г, а для мелкозернистых гранитов (Крошнинский карьер), по крайней мере, меньше 5 г.

По подавляющему большинству показателей зависимости  $\sigma(p)$  не обнаружили тенденции к убыванию, по крайней мере, начиная с веса 50 г. Таким образом, увеличение веса монолитных проб сверх 50 г не оказывает влияния на эффективность опробования. Рациональным весом монолитной пробы, исходя из технических требований метода измерений, следует считать 50 г.

Зависимость среднего квадратического отклонения от числа навесок в сборной пробе, в соответствии с (9) представляется в виде

$$\check{\sigma}(k) = \sqrt{\frac{D\eta - D_{\text{ош}}}{k} + D_{\text{ош}}}, \quad (11)$$

а зависимость стандартного отклонения от числа  $r$  кратных измерений одной пробы (штуф  $p = 50$  г) —

$$\check{\sigma}(r) = \sqrt{D\eta - D_{\text{ом}} + \frac{D_{\text{ом}}}{r}} = \sqrt{D\eta + \frac{1-r}{r} D_{\text{ом}}}. \quad (12)$$

На графиках рис. 3 изображены зависимости:  $\check{\sigma}(k)$  от числа частных проб в сборной пробе, отобранных на расстояниях, обеспечивающих их взаимную некоррелируемость при однократном измерении II;  $\check{\sigma}(r)$  от кратности измерений  $r$  одной пробы весом

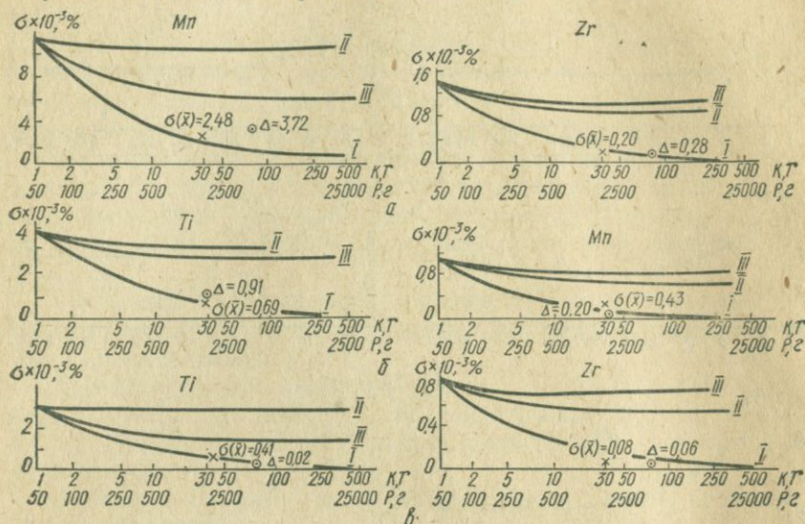


Рис. 3. Зависимость  $\sigma$  от:

I — числа  $k$  проб веса  $p$  и  $r$  измерений при комбинированном методе; II — количества  $k$  навесок в сборной пробе веса  $p$ ; III — числа  $r$  измерений при методе усредненных измерений; а, б, в обозначают то же, что и на рис. 2.

$p = 50$  г(III). Эти зависимости, рассчитанные по формулам (11) и (12), иллюстрируют возможности повышения точности при использовании обоих способов.

Как нетрудно видеть, способ кратных измерений дает значительный эффект, нередко повышая точность за счет увеличения числа измерений единичной пробы в 2 и более раз. Нередко кривая III, соответствующая этому способу, оказывается ниже кривой II, отражая больший эффект, который он дает по сравнению с методом сборных проб при независимых частных пробах. Общий вид построенных зависимостей свидетельствует о том, что как для метода сборных проб, так и для способа кратных измерений, можно указать сравнительно небольшие значения  $k$  и  $r$ , свыше которых увеличение числа навесок и кратности измерений не рационально. Такие пределы составляют для числа навесок в сборной пробе — 5—10; для кратности измерений — 5—10.

Поскольку рассмотренные способы определяются различными факторами, наилучший эффект должен дать комбинированный метод,

при котором происходит как усреднение истинных значений признака, так и ошибок измерений. Если измеряется каждая навеска сборной пробы, а результат усредняется, то при условии независимости ошибок анализа дисперсия отклонения полученной величины от генерального среднего (по  $T$ ) составляет

$$D_k = \frac{D_{\text{ом}}}{k} + \frac{D\eta - D_{\text{ом}}}{k} = \frac{D\eta}{k}. \quad (13)$$

Такой же эффект дает метод, при котором сборная проба, состоящая из  $k$  частных проб, подвергается  $r$  кратным измерениям (если пренебречь погрешностями, возникающими вследствие квартовки). Кривые  $I$  на рис. 3 иллюстрируют зависимость  $\sigma_k = \sqrt{D_k}$  от количества навесок при комбинированном методе сборных и кратных измерений. Нетрудно видеть, что этот способ значительно эффективнее как метода сборных проб, так и кратных независимых измерений. Достоверность приведенных расчетных кривых подтверждается положением эмпирических точек, полученных при  $k = 30$ . Значения  $\sigma_k$ , соответствующие этим точкам, вычислены по средним, которые в свою очередь получены по выборкам проб «JR»; объем каждой  $k = 30$ .

Зависимость  $\sigma_k(I)$  для комбинированного метода позволяет рассчитать необходимое число  $k(\Delta)$  частных проб и кратность измерений для уверенного выделения слабых аномалий по заданной величине их превышения над фоном  $\Delta$ . Величина  $k(\Delta)$  определяется по абсциссе точки на кривой  $I$  с ординатой  $\frac{\Delta}{2}$  (доверительная вероятность  $q = 0,95$ ).

В таблице даны минимальные значения  $\Delta$ , которые могут быть выделены при комбинированном методе для  $k = r = 5$  и  $k = r = 20$ .

Для сравнения приведены значения этой же величины, гарантируемые при отборе одной пробы и одном измерении ( $k = r = 1$ ) приближенно-количественным спектральным анализом. Значения  $\Delta$  при полуколичественном спектральном анализе, вычисленные из расчета  $\sigma'_{\text{ом}} = 2,5 \sigma_{\text{ом}}$  и той же чувствительности, приведены в этой же таблице для  $k = r = 1$  (обычное опробование  $k = r = 5$  и  $k = r = 20$ ).

Из таблицы видно, что наилучшая точность достигается при комбинированном методе, он повышает точность (по сравнению с обычным ступенным опробованием) в 4—5 раз. Менее трудоемкий способ с 5 навесками и кратностью 5 дает увеличение точности в 2—2,3 раза.

В заключение выясним точное оптимальное соотношение между числами единичных проб в сборной пробе и кратностью измерений. Рассмотрим случай независимых наблюдений. Если  $r$  — кратность измерений,  $k$  — количество проб, то дисперсия отклонения среднего, полученного по этим измерениям, составляет

$$D(k, r) = \frac{\sigma_{\text{ом}}^2}{r} + \frac{\sigma_{\xi}^2}{k}, \quad (14)$$

Оценки минимальных превышений слабых аномалий над фоном в процентах, отмечаемых при различных способах опробования (с доверительной вероятностью 0,95)

Метод оценки	<i>k, r</i>	Tl	Cr	Pb	Mn	Ga	Ni	Nb	Mo	Zr	Ag
		10 <sup>-2</sup> %	10 <sup>-4</sup> %	10 <sup>-4</sup> %	10 <sup>-3</sup> %	10 <sup>-3</sup> %	10 <sup>-3</sup> %	10 <sup>-4</sup> %	10 <sup>-4</sup> %	10 <sup>-3</sup> %	10 <sup>-5</sup> %
<b>Житомирские граниты</b>											
Приближенно-количественный	1	61,2	42,9	48,6	75,2	41,3	32,5	37,9	66,4	79,6	31,7
	5	32,8	28,3	22,0	33,1	19,3	16,2	18,9	29,9	34,8	14,0
	20	21,4	10,2	11,2	16,4	9,6	7,7	9,5	14,4	17,8	7,4
Полуколичественный	1	106,0	104,0	119,0	86,6	97,9	79,5	82,7	108,0	149,0	52,4
	5	48,0	46,5	53,1	38,6	44,8	35,4	50,0	54,0	64,8	23,4
	20	31,3	11,2	26,6	19,3	22,4	16,7	19,0	24,6	34,5	12,0

**Коростенские граниты**

Приближенно-количественный	1	42,3	42,6	68,8	58,4	37,4	36,1	34,0	70,2	63,1	31,5
	5	19,0	22,6	50,8	26,5	13,6	15,7	19,0	31,4	27,7	13,8
	20	8,8	13,0	47,5	13,3	7,5	7,9	9,4	15,7	13,8	5,2
Полуколичественный	1	96,5	91,8	145,0	143,0	97,7	64,9	100,6	161,0	128,0	70,7
	5	43,2	42,9	76,7	63,7	43,4	29,2	45,8	71,8	57,0	27,6
	20	21,6	21,9	55,4	31,8	21,7	14,6	22,9	35,9	23,5	14,5

где  $\sigma_{\xi}^2$  — природная дисперсия;  $\sigma_{\text{ош}}^2$  — дисперсия ошибок измерений. Положив  $r + k = F$  фиксированным, получим условие оптимального соотношения между  $k$  и  $r$ :

$$\frac{\sigma_{\text{ош}}^2}{r^2} = \frac{\sigma_{\xi}^2}{k^2}, \quad (15)$$

откуда

$$\frac{k}{r} = \frac{\sigma_{\xi}}{\sigma_{\text{ош}}}.$$

В связи с вышеизложенным можно сделать следующие выводы:

1. Предложенный метод расчета характеристик различных способов опробования показал удовлетворительное соответствие эмпирическим данным и может быть рекомендован для решения задач по планированию геохимического опробования на различных геологических объектах.

2. Вес монолитных проб, начиная с 50 г, не оказывает влияния на дисперсию вариации геохимических признаков.

3. Наиболее рациональным способом геохимического опробования гранитоидов является комбинированный метод сборных проб и кратных измерений (отбором частных проб весом 50 г с шагом не менее 5 м, последующим объединением их в сборную пробу и применением кратных независимых измерений).

4. Верхний предел рационального числа навесок при геохимическом опробовании — не более 10, кратности измерений — не более 10. При этих параметрах метод дает увеличение точности по сравнению с обычным штучным опробованием в среднем в 3 раза.

5. Расчет количества навесок и кратности измерений должен осуществляться в соответствии с поставленной задачей и точностью применяемых аналитических средств.

*N. N. Zhukov, A. Yu. Serga*

ABOUT ACCOUNTING NATURAL AND ANALYTICAL  
DISPERSIONS BY PLANNING OF THE METHOD  
OF THE GEOCHEMISTICAL SAMPLING

S u m m a r y

The article deals with the theoretical precondition and mathematical solving of the task about the selection of the optimum structure and rational weight of rock samples. The base results of the experimental sampling of granitoid's polygons of Ukrainian shield are given.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ И СТАТИСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОЦЕНКИ ОШИБОК КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПОДСЧЕТОВ МИНЕРАЛОВ В ШЛИХАХ

Данные о содержании отдельных минералов в шлихах часто служат основой для построения различных научных гипотез и выводов о содержании того или иного полезного ископаемого. При определении количества интересующего компонента в практике минералогических исследований обычно применяется подсчет площадных процентов под микроскопом или бинокулярной лупой. Далее эти проценты переводятся в объемные, а затем в весовые с обязательным учетом удельного веса каждого компонента.

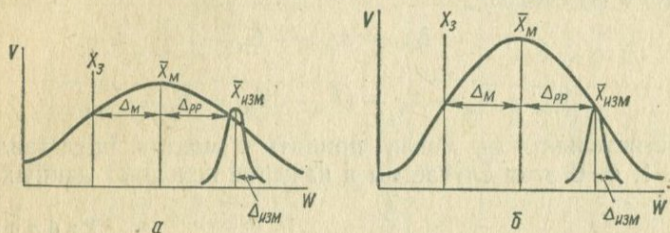
Подсчеты под бинокуляром и микроскопом являются наиболее распространенными способами определения содержаний минералов в рыхлых отложениях, а также в скальных горных породах (в протолочках, искусственных шлихах). Значительно реже применяется трудоемкий весовой метод. Сущность его сводится к следующему: каждый или только интересующий нас минерал выделяется в отдельную фракцию, которая тщательно взвешивается на аналитических весах. Затем этот вес или веса вводятся в расчет весовых содержаний минерала в  $g/t$  или  $g/m^3$ .

Основные ошибки при подсчете содержаний минералов в шлихах, с нашей точки зрения, могут быть обусловлены методом подсчета, размером исходной навески, количеством отдельных минералов в пробе, степенью диагностируемости минерала и индивидуальными особенностями исполнителей.

Для оценки ошибок при количественно-минералогическом анализе шлихов нами проведен следующий эксперимент. Была составлена смесь из семи строго мономинеральных фракций. Для приготовления смеси были взяты такие часто встречающиеся минералы, как циркон, пирит, гранат, ильменит, апатит, эпидот и турмалин. В качестве прототипа редко встречающихся минералов была взята киноварь. Размер зерен был ограничен просеиванием на ситах с диаметрами 0,25 и 0,1 мм. Каждая фракция тщательно взвешивалась и таким образом задавалось истинное содержание каждого компонента в смеси. Содержание минералов колебалось от 4,7 (киноварь) до 25,6% (гранат). Каждый из взятых минералов достаточно надежно диагностируется под бинокуляром и микроскопом, а также сравнительно легко может быть выделен физико-химическими методами в мономинеральные фракции.

После тщательного перемешивания из смеси брались навески для количественного минералогического анализа под микроскопом, бинокуляром и весовым методами. Размер навески колебался от 0,1 до 5,0 г. Под микроскопом из каждой навески бралась проба и просматривалось одно поле зрения; полученный по нему результат фиксировался как одно измерение. Под бинокуляром проба под-

считывалась в одной дорожке, содержащей не менее пятисот зерен. Для весового метода из смеси выделялись мономинеральные фракции делением в тяжелых жидкостях и электромагнитной сепарацией. Чистота каждой из фракций обязательно контролировалась под бинокляром. Полученные под микроскопом и бинокляром площадные проценты приравнивались к объемным и затем переводились в весовые (с учетом удельных весов минералов). Фракции,



Геометрическая модель ошибок количественно-минералогического анализа шлихов с заданным содержанием минералов, где:  $W$  — содержание минерала в процентах;  $V$  — частота встречаемости. В качестве исходных данных берется одно частное наблюдение (а) и среднее значение из нескольких повторных наблюдений (б).

полученные весовым методом, тщательно взвешивались и рассчитывались весовые проценты.

Таким образом, было получено три серии определений, которые позволяют, с помощью известных методов дисперсионного анализа [1, 3, 4] оценить основные ошибки, сопутствующие количественно-минералогическим подсчетам в шлихах.

Очевидно, отклонения от заданного содержания  $X_3$  каждого частного значения  $X_n$  должно характеризовать общую ошибку определения  $\Delta_{об}$ .

Если мы возьмем отклонение  $X_3$  от среднего по методу  $\bar{X}_M$ , то мы получим ошибку метода  $\Delta_M$ . Разница между  $\bar{X}_M$  и каждым частным значением  $X_n$  отражает ошибку, вызванную неоднородностью распределения минералов в исходной смеси, взятой навески, пробе и, наконец, ошибками измерения  $\Delta_{pp}$ . Проведенный нами эксперимент позволяет выделить из этой суммарной ошибки погрешность измерения. С этой целью нами одна и та же проба под микроскопом и бинокляром подсчитывалась несколькими исполнителями. В результате этого в качестве ошибки определения  $\Delta_n$  можно принять разницу каждого частного определения  $X_n$  от их среднего  $\bar{X}_n$ .

Полученные нами данные показывают, что распределение ошибок в подавляющем большинстве случаев подчиняется нормальному закону и в единичных случаях (ошибки метода) — логнормальному. Все изложенное позволяет составить графическую модель нашего эксперимента (рис. 1, а).

Будем считать, что

$$\Delta_{об} = X_3 - X_{и}, \quad (1)$$

$$\Delta_{м} = X_3 - \bar{X}_{м}, \quad (2)$$

$$\Delta_{рри} = \bar{X}_{м} - X_{и}, \quad (3)$$

$$\Delta_{и} = \bar{X}_{и} - X_{и}. \quad (4)$$

Из (3) и (4) следует,

$$\Delta_{рр} = \Delta_{рри} - \Delta_{и} \quad (5)$$

или

$$\Delta_{рр} = \bar{X}_{м} - X_{и} - (\bar{X}_{и} - X_{и}) = \bar{X}_{м} - \bar{X}_{и}. \quad (6)$$

Действительно, мы могли принять и модель, представленную на рис. 1, б. В этом случае мы в качестве исходных данных берем

Т а б л и ц а 1

Статистические данные результатов эксперимента (весовой метод), вес. %

Минералы	$X_3$	$\delta_{об}$	$\gamma_{об}$	$\nu_{об}$	$\bar{X}_{м}$	$\delta_{м}$	$\gamma \bar{X}_{м}$	$\nu_{м}$	$\delta_{рр}$	$\gamma_{рр}$	$\nu_{рр}$
Циркон	17,20	2,36	0,38	13,7	15,90	1,33	0,27	7,9	1,98	0,44	13,2
Пирит	9,90	2,25	0,36	22,7	9,80	0,10	0,02	1,1	2,22	0,49	23,0
Киноварь	4,70	1,95	0,31	41,5	4,96	0,27	0,06	5,7	1,93	0,49	39,5
Эпидот	7,30	1,96	0,31	26,8	7,91	0,52	0,01	7,1	1,86	0,41	24,3
Апатит	20,00	2,34	0,38	11,7	20,04	0,01	0,01	0,1	2,25	0,50	11,0
Гранат	25,60	5,28	0,85	20,6	24,46	1,17	0,25	5,1	5,13	1,15	21,1
Турмалин	15,30	2,37	0,38	15,5	16,93	1,67	0,05	11,2	1,66	0,37	10,1
По методу в целом		2,75	0,16			0,95	0,07		2,59	0,15	

некоторое среднее из нескольких повторных наблюдений одного и того же поля зрения в микроскопе или дорожке под бинокляром. В этом случае:  $\Delta_{об} = X_3 - \bar{X}_{и}$ , где  $\Delta_{м}$  не отличается от ранее установленного, а  $\Delta_{рр} = \bar{X}_{м} - \bar{X}_{и}$ , что соответствует (6). Однако, поскольку  $X_{и}$  определено с какой-то ошибкой  $\Delta_{об}$ , то, очевидно, ошибка должна быть увеличена на величину  $\Delta_{и}$ . Принимая  $\Delta_{и} = \bar{X}_{и} - \bar{X}$ , получаем:

$$\Delta_{об} + \Delta_{и} = X_3 - \bar{X}_{и} + \bar{X}_{и} - X_{и} = X_3 - X_{и},$$

что соответствует выражению  $\Delta_{об}$  из (1).

Таким образом, можно записать

$$X_{и} = X_3 + \Delta_{м} + \Delta_{рр} + \Delta_{и}, \quad (7)$$

или

$$\Delta_{об} = \Delta_{м} + \Delta_{рр} + \Delta_{и}. \quad (7')$$

Выражение (7') будем считать основной моделью выполненного нами эксперимента. Можно предположить еще несколько моделей эксперимента. Так, можно разгруппировать наши измерения по ха-

Статистические данные результатов эксперимента (бинокуляр), вес. %

Минералы	$X_3$	$\delta_{об}$	$\gamma_{об}$	$V_{об}$	$\bar{X}_M$	$\delta_M$	$\gamma\bar{X}_M$	$V_M$	$\delta_{pp}$	$\gamma_{pp}$	$V_{pp}$	$\delta_u$	$\gamma_u$	$V_u$
Циркон	17,20	4,88	0,60	28,2	13,32	3,94	0,67	22,9	2,02	0,24	15,2	1,36	0,22	10,0
Пирит	9,90	3,13	10,38	31,6	11,13	-1,25	0,21	12,6	2,66	0,33	23,5	0,82	0,13	8,1
Киноварь	4,70	5,43	0,66	11,7	7,91	-3,26	0,56	69,5	4,35	0,53	55,0	0,47	0,07	6,7
Эпидот	7,30	2,32	0,28	31,7	5,55	1,78	0,30	24,4	1,45	0,17	26,0	0,47	0,07	11,1
Апатит	20,00	3,85	0,47	19,4	20,18	-0,17	0,03	0,8	3,47	0,43	17,1	1,61	0,26	7,1
Гранат	25,60	4,38	0,54	17,1	25,49	0,10	0,01	0,4	3,79	0,46	14,8	2,19	0,35	11,4
Турмалин	15,30	3,89	0,47	25,4	16,42	-1,14	0,19	7,0	2,61	0,32	15,9	2,07	0,33	8,9
По методу в целом		3,97	0,24			5,75	0,34		3,03	0,18		1,07	0,06	

Таблица 3

Статистические данные результатов эксперимента (микроскоп), вес. %

Минералы	$X_3$	$\delta_{об}$	$\gamma_{об}$	$V_{об}$	$\bar{X}_M$	$\delta_M$	$\gamma\bar{X}_M$	$V_M$	$\delta_{pp}$	$\gamma_{pp}$	$V_{pp}$	$\delta_u$	$\gamma_u$	$V$
Циркон	17,20	5,69	0,68	33,1	16,90	0,96	0,16	5,6	4,31	0,39	25,5	3,49	0,44	21,3
Пирит	9,90	7,46	0,89	75,4	15,51	-5,68	0,95	57,3	4,57	0,54	29,4	1,45	0,17	11,1
Киноварь	4,70	9,71	1,16	206,6	12,70	-8,12	1,35	172,8	4,95	0,58	38,9	2,36	0,28	7,2
Эпидот	7,30	3,79	0,45	51,9	6,15	1,17	0,19	16,0	3,63	0,43	59,0	0,28	0,03	1,3
Апатит	20,00	9,88	1,18	49,4	12,06	8,05	1,34	40,3	5,66	0,67	46,9	0,99	0,12	9,7
Гранат	25,60	7,12	0,85	27,9	23,18	2,46	0,41	9,6	5,63	0,67	24,2	1,99	0,23	15,4
Турмалин	15,30	4,31	0,51	28,0	13,50	1,83	0,30	1,9	3,56	0,42	26,3	1,66	0,19	12,2
По методу в целом		7,12	0,31			4,93	0,31		4,81	0,21		1,45	0,06	

Таблица 4

Проверка значимости различий ошибок  
с помощью критерия Фишера

Методы	$\frac{n_1}{n_2}$	$F_{\text{табл}}^{95}$	$\delta_{\text{об}}$	$\delta_{\text{м}}$	$\delta_{\text{рр}}$	$\delta_{\text{и}}$
Бинокляр	238	1,28	2,09	6,53	1,37	—
Весовой	140					
Микроскоп	252	2,28	6,71	27,54	3,76	—
Весовой	140					
Микроскоп	252	1,25	3,15	4,21	2,75	1,80
Бинокляр	238					

рактору взятых навесок (большие, малые и пр.), рассматривать как среднее из средних навесок и т. д. Однако ниже мы ограничимся анализом лишь модели (7').

Как обычно, величинами, характеризующими ошибку, будем считать их средние квадратичные отклонения. Будем считать, что:  $\delta_{\text{об}}$  — оценка общей ошибки;  $\delta_{\text{м}}$  — оценка ошибки по методу;  $\delta_{\text{рр}}$  — оценка ошибки распределения;  $\delta_{\text{и}}$  — оценка ошибки измерения. Из закона сложения ошибок следует:

$$\delta_{\text{об}}^2 = \delta_{\text{м}}^2 + \delta_{\text{рр}}^2 + \delta_{\text{и}}^2 \quad (8)$$

Однако при вычислении каждого из слагаемых этой суммы были допущены свои погрешности.

Погрешность  $\gamma$  при вычислении дисперсии может быть оценена по формуле  $\gamma = \frac{\delta}{\sqrt{2(n-1)}}$  при условии, если  $n > 30$  [2].

В таком случае

$$\gamma_{\text{об}} = \frac{\delta_{\text{об}}}{\sqrt{2(n-1)}} \quad (9)$$

Баланс ошибок

Минералы	Me					
	весовой				биноку	
	$\delta_{\text{об}}^2$	$\delta_{\text{м}}^2$	$\delta_{\text{рр}}^2$	$\delta_{\text{м}}^2 + \delta_{\text{рр}}^2$	$\delta_{\text{об}}^2$	$\delta_{\text{м}}^2$
Циркон	5,58	1,77	3,94	5,71	23,89	15,05
Пирит	5,05	0,01	4,96	4,97	9,83	1,51
Киноварь	3,81	0,07	3,73	3,80	29,45	10,30
Эпидот	3,84	0,39	3,48	3,87	5,40	3,06
Апатит	5,49	0,02	5,50	5,52	14,83	0,03
Гранат	27,68	1,36	26,26	27,62	19,23	0,01
Турмалин	5,64	2,79	2,75	5,54	15,16	1,25
По методу в целом	7,56	0,88	6,71	7,59	15,78	5,75

$$\gamma_{\text{рр}} = \frac{\delta_{\text{рр}}}{\sqrt{2(n-1)}} \quad (9')$$

$$\gamma_{\text{и}} = \frac{\delta}{\sqrt{2(n-1)}} \quad (9'')$$

При вычислении ошибки метода основные погрешности связаны с вычислением  $\bar{X}_{\text{м}}$ . Они могут быть оценены выражением

$$\gamma_{\text{х}_{\text{м}}} = \frac{\delta_{\text{м}}}{\sqrt{n}} \quad (10)$$

Основные результаты обработки проведенного эксперимента приведены в табл. 1—3.

Сравнение величины общих ошибок показывает, что они имеют наименьшие размеры при работе весовым методом. Несколько больше ошибка при работе с бинокляром и еще больше при работе с микроскопом. Значимость этих различий подтверждается проверкой с помощью критерия Фишера [4] (табл. 4).

Изменение коэффициента вариации в целом незначительно, и он, как правило, не превышает величину 30%. Однако при работе с микроскопом колебания более существенны и в отдельных случаях (для киновари) достигают 206%.

Ошибка метода наибольшая при работе с микроскопом. Проверка с помощью критерия Фишера подтверждает это положение (см. табл. 4).

Коэффициент вариации колеблется в довольно широких пределах. Так, при работе с микроскопом интервал колебаний составляет 1,9—172,8%, под бинокляром — 0,4—69,5%. Лишь при весовом методе изменение этой величины незначительно. Очевидно, что на величину данной ошибки заметно влияют содержания и индивидуальные особенности отдельных минералов. Это можно проследить на примере киновари, имеющей самый большой удельный вес по

Таблица 5

по методам

годы	микроскопический						
	$\delta_{\text{рр}}^2$	$\delta_{\text{и}}^2$	$\delta_{\text{м}}^2 + \delta_{\text{рр}}^2 + \delta_{\text{и}}^2$	$\delta_{\text{об}}^2$	$\delta_{\text{м}}^2$	$\delta_{\text{рр}}^2$	$\delta_{\text{и}}^2$
4,10	1,36	21,0	32,37	0,09	18,60	12,20	30,89
7,35	0,82	9,86	55,66	31,47	20,86	2,10	54,43
18,91	0,22	29,43	94,21	64,00	24,53	5,56	94,09
2,11	0,22	5,39	14,40	1,32	13,18	0,08	14,59
12,08	2,58	14,69	97,57	63,04	32,01	0,99	96,04
14,40	4,82	19,23	41,30	5,86	31,71	3,97	41,54
6,81	4,29	12,35	18,56	3,24	12,67	2,75	18,66
9,20	1,16	16,01	50,71	24,38	23,18	2,09	49,51

сравнению с другими минералами и содержащейся в незначительных количествах.

Ошибка, вызванная неоднородностью распределения минералов, также меняется от метода к методу и достигает наибольших значений при работе с микроскопом. Значимость этих различий также подтверждается проверкой с помощью критерия Фишера [4]. Заметим, что при работе весовым способом и под бинокляром ошибки, вызванные распределением, довольно близки ( $\delta_{pp}^{вес} = 2,59\%$ ;  $\delta_{pp}^{бин} = 3,03\%$ ). Колебания коэффициента вариации рассматриваемой ошибки в целом невелики, а абсолютная величина колеблется в пределах 2—30%, достигая в отдельных случаях 40—60%.

Ошибки измерений определялись для двух методов, под бинокляром и микроскопом. В целом величина их незначительна. Под микроскопом они несколько больше, чем под бинокляром (табл. 4). Коэффициент вариации невысок и редко превышает 10%.

Сопоставление величин общей и отдельных ошибок показывает в целом хорошую сходимость результатов (табл. 5). Погрешности каждого из приведенных вычислений, как правило, на порядок ниже самого значения, и, таким образом, существенного влияния на принципиальную сторону этого вопроса не оказывают. Наиболее существенной оказывается ошибка, связанная с неоднородностью распределения. При работе под микроскопом и бинокляром также большую роль играют ошибки метода.

При рассмотрении баланса ошибок по отдельным минералам видно, что в каждом отдельном случае роль той или иной ошибки меняется. В одних случаях возрастает удельный вес ошибки метода (циркон под бинокляром, киноварь под микроскопом), в других — распределение (апатит под бинокляром и др.).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Длинна М., Математическая статистика в технике, М., «Советская наука», 1958.
2. Зайдель А. Н., Элементарные оценки ошибок измерений. Л., «Наука», 1968.
3. Крамбейн У., Грейбилл Ф., Статистические модели в геологии, «Мир», 1969.
4. Миллс Ф., Статистические методы, М., Государственное статистическое издательство, 1958.

*I. V. Nosyrev, V. M. Robul*

#### EXPERIMENTAL AND STATISTIC MODEL MISTAKES IN QUANTITATIVE MINERALOGICAL CALCULATIONS

#### S u m m a r y

The results of the experimental research are worked up, the statistic pattern of basic mistakes in quantitative-mineralogical calculations carried out on the basis of method of weighing by means of the microscope and the binocular is created.

The greatest importance of general mistake is typical for the method of determination of quantitative-mineralogical structure by means of the microscope, and the least importance is typical for the method of weighing.

## ХРОНИКА

*Заседание*  
Украинская секция Межведомственного Совета по проблеме «Научные основы геохимических поисков месторождений полезных ископаемых» и Республиканское совещание по вопросу «Состояние и перспективы развития лабораторной базы геохимических исследований» состоялись в г. Киеве 5—6 апреля 1973 г. В совещаниях приняли участие 73 представителя из 16 геологических организаций Украины: Министерства геологии УССР, геологоразведочных трестов «Киевгеология», «Укряжгеология», «Артемгеология», «Ворошиловградгеология», объединения «Крымморгеология», трестов «Укргеофизразведка» и «Днепрогеофизика», Института минеральных ресурсов, Кировской экспедиции, Института геохимии и физики минералов АН УССР, Института геологических наук АН УССР, Киевского, Львовского и Днепропетровского университетов, Выставки передового опыта в народном хозяйстве УССР, Киевского территориального НТО — горное.

Было заслушано и обсуждено 10 докладов. С. Т. Борисенко осветил основные задачи геологоразведочных работ на Украине в 9-ой пятилетке и роль их в выполнении геохимических и лабораторных исследований. Состоянию лабораторной базы в системе МГ УССР было посвящено выступление Э. В. Репиной. Состояние методов спектрального анализа в лабораториях МГ УССР и пути повышения чувствительности и качества этих анализов раскрыты в докладах В. Г. Теплякова и Ю. В. Распопова. Ю. Д. Беляев сообщил о современных методах анализа микроэлементов в геохимических исследованиях.

В ряде докладов рассматривалось состояние и перспективы развития лабораторной базы геохимических исследований в различных геологических организациях: ИГФМ АН УССР (С. А. Козак и Т. Г. Корниенко), ИГН АН УССР (И. Ф. Вовк, М. П. Елисеева, А. А. Вальтер), Киевском университете (М. И. Толстой), ИМРе (К. Н. Потемкин), Львовском университете (О. М. Матковский).

В докладе Л. С. Галецкого, С. В. Металиди, Н. А. Викторовой, О. М. Лепилина приведены современные требования к лабораторной базе для геохимических поисков.

Совещание отметило определенные успехи в развитии геохимических и лабораторных исследований на Украине. Однако существующий уровень лабораторной базы, особенно в части массовых спектральных анализов, не обеспечивает дальнейшее развитие геохимических поисков.

После обсуждения поставленных вопросов совещание приняло развернутое решение.

Признано целесообразным сосредоточить в республике массовые аналитические работы, основанные на относительно методе анализа (спектральный и др.), в базовых лабораториях, оснащенных современными приборами, аппаратурой и обеспеченных квалифицированными специалистами. В качестве последних утверждены: лаборатория треста «Киевгеология», ИМР, Артемовской геофизэкспедиции, ИГФМ АН УССР, Проблемная лаборатория физико-химических исследований горных пород Киевского госуниверситета.

Во все базовые лаборатории предусмотрено первоочередное внедрение методики попеременного фотографирования спектров при помощи приставок В. Г. Теплякова (УСА-6). Основным типом спектрографов принят СТЭ-1.

Признано необходимым условием дальнейшего повышения качества спектральных анализов создание общей системы единых эталонов на естественной основе и стандартов типов пород. Намечено в 1973 г. приготовление 5 основных стандартов. Завершение работ по созданию единых стандартов планируется в 1975 г. Ответственные организации: ИГФМ АН УССР, ИМП, трест «Киевгеология», Проблемная лаборатория Киевского университета.

Рекомендовано создать в системе Министерства геологии УССР два методических центра по координации аналитических исследований, разработке и внедрению новых инструментальных методов анализа, осуществлению методического руководства и общего контроля за качеством анализов: а) по спектральным исследованиям — на базе ИМП; б) по физико-химическим исследованиям — на базе ЦКЛ треста «Киевгеология».

Для координации и контроля работ по лабораторным исследованиям различных организаций и ведомств, оценки работ лабораторий, сопоставления анализов различных лабораторий, популяризации передового опыта и внедрения новых методов исследований создан Межведомственный лабораторный Совет — орган Украинской секции Межведомственного Совета по проблеме «Научные основы геохимических поисков месторождений полезных ископаемых». Председатель Совета — Беляев Ю. Д. (трест «Киевгеология»), зам. председателя — Корниенко Т. Г., (ИГФМ АН УССР), ответственный секретарь — Распопов Ю. В. (трест «Киевгеология»).

Совещание обратилось к руководителям всех организаций, ведущих лабораторные и геохимические исследования, с предложением принять необходимые меры по реализации намеченных мероприятий, направленных на повышение качества и результативности лабораторных исследований и геохимических поисков.

*БЕЛЯЕВ Ю. Д., зав. лабораторией,  
ГАЛЕЦКИЙ Л. С., канд. геол.-мин. наук,  
МИЦКЕВИЧ Б. Ф., канд. геол.-мин. наук, РЕПИНА Э. В., ст. инж.*

В январе 1973 г. при геологическом факультете Киевского университета им. Т. Г. Шевченко был организован научный семинар «Проблемы прикладной геохимии», который 6 апреля 1973 г. решением Украинской секции Межведомственного Совета по проблеме «Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых» преобразован в межведомственный.

Задачей семинара является: 1) освещение теории, методики и опыта исследований в области геохимических методов поисков рудных полезных ископаемых, методов аналитических исследований горных пород и минералов, применение математических методов обработки петрогеохимических данных; 2) распространение положительного опыта работы в области прикладной геохимии, изучения особенностей распределения химических элементов и физических характеристик для решения геологических задач и поисков рудных полезных ископаемых.

Председателем семинара является проф. Толстой М. И., заместителем председателя — и. о. проф. Куликовский, секретарь — Гасанов Ю. Л. Семинар заседает один раз в месяц.

До мая 1973 г. состоялось три заседания семинара. В них принимали участие сотрудники и студенты геологического факультета Киевского университета, сотрудники Министерства геологии УССР, Института физики и геохимии минералов АН УССР, Института геологии АН УССР, Украинского научно-исследовательского геолого-разведочного института. На первом заседании (февраль 1973 г.) были заслушаны доклады академика Белевцева Я. Н. и чл.-кор. АН УССР Поваренных А. С. о работе Международного геологического конгресса, состоявшегося в 1972 г. в Канаде. Докладчики подробно осветили вопросы металлогении и геохимии, поднятые на конгрессе, а также свои впечатления о геологических экскурсиях, в которых они принимали участие.

6 марта 1973 г. состоялось второе заседание семинара. Были заслушаны доклады начальника «Главгеологоразведки» МГ УССР И. С. Пивовара «Разме-

шение и перспективы развития рудной сырьевой базы УССР» и профессора Киевского университета Толстого М. И. «Вопросы прикладных геохимических исследований».

Доклады вызвали живой интерес присутствующих. В дискуссии приняли участие Галецкий Л. С., Дусяцкий В. А. (трест «Киевгеология»), Патрикий Р. П. (трест «Укргеофизразведка»), Егоров Ю. П. («Главгеологоразведка»), Денисенко В. Е. (ВНИИЯГГ, Москва).

27 апреля 1973 г. состоялось объединенное заседание межведомственных научных семинаров «Проблемы прикладной геохимии» и «Математические методы в геологии» вместе с математической секцией Украинского отделения Всесоюзного Совета по научным основам геохимических методов поисков месторождений (СГПМ).

Была заслушана доклад доктора геолого-минералогических наук А. А. Беуса «Состояние прикладных геохимических исследований за рубежом», построенный на материалах геохимической службы ООН. Докладчик показал соотношение конкретных геохимических методов — донных осадков, металлотрии, литогеохимии, гидрогеохимии, атмосхимии на разных этапах геологических работ. Интерес вызвало сообщение об организации Первой Международной ассоциации геохимиков-поисковиков и научных центров по подготовке кадров геохимиков-поисковиков.

Доклад старшего научного сотрудника Института геологии при Днепропетровском университете М. М. Ильвицкого «Геохимия никеля и других элементов группы железа в ультраосновных породах с применением математических методов и ЭВМ» привлек внимание эффективным применением корреляционного и тренд-анализа для оценки геохимической специализации и металлоносности ультраосновных интрузий. В обсуждении представленных материалов приняли участие А. А. Беус (ВЗПИ), В. Б. Заяц (Главгеологоразведка), В. Н. Дусяцкий (трест «Киевгеология»), Н. Н. Жуков, В. Т. Латыш, М. И. Толстой (Киевский университет), Ю. Г. Герасимов (ИФГМ АН УССР), Лялько В. И. (ИГН АН УССР).

М. И. Толстой (Киевский университет) предложил проект типовой геохимической задачи для реализации на ЭВМ, разработанной по поручению Экспертного Совета СГПМ от 30 октября 1972 г. Объективными предпосылками для типизации геохимических задач являются количественный характер геохимической информации и единообразие методики геохимических работ и стандартизация методов аналитических исследований. Предложенная схема типовых геохимических задач включает три этапа.

I. Получение максимально полной характеристики содержания компонента в объекте: а) анализ однородности исследуемой совокупности; б) выяснение вида функции распределения; в) получение оценок параметров распределения признака; г) оценка доверительных границ параметров распределения.

II. Сопоставление содержаний компонентов (или других признаков) в двух или более геологических объектах по параметрам или функциям распределений; сюда также относятся вопросы разделения и классификации геологических совокупностей.

III. Количественная оценка взаимосвязи между компонентами состава или свойств горных пород, включающая парный, частный, множественный корреляционный анализ.

Почти все из приведенных задач в настоящее время имеют математическое обоснование и могут быть запрограммированы.

Экспертный Совет СГПМ утвердил указанную задачу в качестве типовой и принял решение ходатайствовать перед Министерством Геологии УССР об оказании поддержки в составлении алгоритмов и программ.

Н. Н. Жуков (Киевский университет) привел обзор состояния применения математических методов и ЭВМ при геологических исследованиях в республике по результатам анкетного опроса геологических организаций.

По приведенным данным выделены основные направления математизации геологических исследований и ведущие организации по этим направлениям, имеющие наибольший опыт работы, оснащенные необходимыми вычислительными средствами и кадрами. После обсуждения указаны следующие организации:

1) автоматизированные системы управления и информационно-поисковые системы (МГ УССР, ИФГМ АН УССР);

- 2) автоматизация обработки геолого-геофизических данных (УкрНИГРИ);
- 3) анализ геофизических полей (трест «Укргеофизразведка»);
- 4) методы статистического анализа (проблемная лаборатория физико-химических исследований горных пород Киевского университета);
- 5) методы классификации, статистического сопоставления и разделения неоднородных совокупностей по комплексу показателей — проблемная лаборатория физико-химических исследований горных пород Киевского университета;
- 6) тренд-анализ, анализ связей количественных показателей (НИИ геологии Днепропетровского университета);
- 7) математическое моделирование (лаборатория математического моделирования геологического факультета Киевского университета).

*ОСТАФИЙЧУК И. М., ст. научн. сотр.*

## РЕФЕРАТЫ

УДК 550.84 : 553.4

**Задачи современного этапа развития прикладных геохимических исследований.** Толстой М. И. Вопросы прикладной геохимии, Сборник статей, 1974, 3—11.

В статье приводятся особенности прикладных геохимических исследований; задачи четырех основных направлений современного этапа развития: регионально-металлогенического, поисково-металлогенического, методологического и изучение специальных вопросов прикладной геохимии, в том числе и задачи развития прикладных геохимических исследований на Украине.

Библиография — 11 названий.

УДК 550.84.528.47 (477)

**Проблемы повышения эффективности геохимических поисков на Украине.** Мицкевич Б. Ф. Вопросы прикладной геохимии, Сборник статей, 1974, 11—16.

Анализируются причины низкой эффективности геохимических методов поисков на Украине. Ликвидация создавшегося положения возможна в результате решения трех проблем: ландшафтно-геохимической как основы ведения поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния; методической как основы рационального и последовательного использования комплекса геохимических методов; организационной как основы завершения этапа внедрения геохимических методов в практику поисковых работ.

Иллюстраций — 1, библиография — 3 названия.

УДК 553.06 + 553.31 (477)

**Геохимические и геологические основы прогноза железных руд.** Белевцев Я. Н., Епатко Ю. М. Вопросы прикладной геохимии, Сборник статей, 1974, 16—29.

Образование железорудных месторождений связано с магматическими, метаморфическими, осадочными и гипергенными процессами. Научные основы прогноза железных руд базируются на геохимических, металлогенетических и генетических факторах, определяющих источники железа, условия образования и закономерности размещения железорудных месторождений.

Различные генетические группы месторождений железных руд имеют и различное промышленное значение. Геолого-генетическая классификация месторождений позволяет определить геологические перспективы и дать промышленную оценку месторождениям железа определенного генетического типа.

На территории Украины промышленное значение имеют месторождения докембрийских метаморфогенных руд (Украинская железорудная провинция) и месторождения осадочных руд третичного возраста (Азово-Черноморская железорудная провинция). Для этих месторождений впервые составлены геолого-генетические классификации.

Таблиц — 3, библиография — 14 названий.

**Прикладная геохимия за рубежом.** Б е у с А. А. Вопросы прикладной геохимии, Сборник статей, 1974, 29—41.

Дается общая характеристика состояния геохимических поисков за рубежом. Анализируются особенности использования различных методов и специфика деятельности государственных организаций, частных компаний и исследовательских организаций, занимающихся геохимическими поисками. Характеризуется развитие аналитического обслуживания и автоматизация обработки геохимической информации.

Таблиц — 4, библиография — 10 названий.

УДК 550.092.1

**Особенности изучения первичных геохимических ореолов докембрийских образований Украинского щита.** Г а л е ц к и й Л. С. Вопросы прикладной геохимии, Сборник статей, 1974, 42—51.

Характерна сложность первичных ореолов и разнородность аномальных ассоциаций элементов. Это обусловлено: интенсивным и неоднократным метаморфизмом осадочно-эффузивных и магматических формаций; многоэтапностью и многостадийностью метаморфических и метасоматических процессов; длительностью рудообразующих процессов (нередко сотни миллионов лет); охватом рудообразующей системой огромных масс вмещающих пород и существенным влиянием анизотропности вмещающих пород; высокими температурой и давлением; наложенными процессами. В значительной мере возрастает влияние вмещающей среды. Главные критерии оценки первичных ореолов: благоприятная геологическая позиция аномалий; дифференцированность геохимических полей; зональность первичных ореолов.

Таблиц — 2, библиография — 4 названия.

УДК 553.53 : 553.061.11

**Линейные парагенезисы породообразующих окислов в гранитоидах Украинского щита.** Т о л с т о й М. И., О с т а ф и й ч у к И. М. Вопросы прикладной геохимии, Сборник статей, 1974, 51—62.

Исследование связей основных породообразующих окислов в гранитоидах Украинского щита методами линейного общего (парного) и множественного корреляционного анализа показало, что видовой характер и сила связей целиком определяются особенностями генезиса гранитов, особенностями становления и формирования массивов.

Таблиц — 4, библиография — 6 названий.

УДК 550.4.84

**Состав и свойства полевых шпатов как критерии рудоносности.** Б е с п а л ь - к о Н. А., Р о к а ч у к Т. А., П е т р у с ь А. Ф., С в е р д л о в а С. А., Т е р е ц Г. Я. Вопросы прикладной геохимии, Сборник статей, 1974, 62—70.

Изучены решетчатые микроклины кировоград-житомирских гранитов и их метасоматитов, нерешетчатые криптопертитовые микроклин-пертиты коростенских гранитов и их аналогов, нерешетчатые грубопертитовые микроклин-пертиты пержанских апогранитов и редкометальных метасоматитов, низкие нерешетчатые микроклины и амазониты метасоматитов северо-западной части Украинского щита.

Калишпаты различаются распределением щелочных породообразующих и редких элементов, элементов-примесей, характером термолюминесценции.

Калишпаты метасоматитов отличаются от гранитовых высокой степенью пертитового распада и индивидуализации альбитовой фазы, повышенными концентрациями рубидия, галлия, свинца и тех аксессуарных элементов, которыми обогащены вмещающие породы.

Таблиц — 2, иллюстраций — 3.

**Свинцово-изохронное датирование горных пород.** Собо́тович Э. В. Вопросы прикладной геохимии, Сборник статей, 1974, 70—81.

В работе рассматриваются конкретные примеры условий применимости свинцово-изохронных методов датирования и получаемой геохронологической и геохимической информации. Последняя очерчивается решением такого круга вопросов, как стратиграфическое и генетическое расчленение исследуемых пород, установление факта и даты надложенного метаморфизма, как в случае магматических, так и метаморфогенных и хемогенно-осадочных пород, установление степени гетерогенности материнского субстрата исследуемых пород и подкорового вещества в латеральном измерении и т. д. Приводятся результаты исследований горных пород, различной генетической принадлежности, Украинского, Балтийского и Алданского щитов.

Таблиц — 3, иллюстраций — 4, библиография — 14 названий.

**Акцессорные минералы кварцевых жил Приазовья.** Ляхович В. В. Вопросы прикладной геохимии, Сборник статей, 1974, 81—89.

Сравнительный анализ минерального состава пород Приазовья показал, что кварцевые жилы не только наследуют особенности видового состава и содержания акцессорных минералов материнских гранитов. В отличие от кварцевых жил, связанных с гранитоидами, кварцевые жилы Приазовья характеризуются значительно меньшей степенью концентрации в них минералов халькофильных элементов. По этому признаку они могут рассматриваться как нерудоносные. Кварцевые жилы, сопровождающие богатые титановыми минералами граниты Салтычьей Могилы, характеризуются более высоким содержанием в них сфена, а кварцевые жилы богатых флюоритом гранитов Екатериновского массива — флюорита и андалузита.

Таблиц — 5, библиография — 5 названий.

**Индикаторы редкометального оруденения.** М е т а л л и д С. В. Вопросы прикладной геохимии, Сборник статей, 1974, 89—96.

Рассмотрены петрохимические, минералогические и геохимические индикаторы редкометального оруденения. Отношения  $K/Rb$ ,  $Mg/Li$ , коэффициент железистости гнейсовидных гранитов, набор типоморфных акцессорных минералов в них, а также высокие концентрации редких элементов в минералах характеризуют их как рудоносные. Первичные и вторичные ореолы бериллия, олова, свинца, цинка, галлия, иттрия и других элементов, параметры, зональность и характер изменения петрохимических характеристик в над- и подрудной части тел метасоматитов являются надежными индикаторами поисков скрытого редкометального оруденения.

Таблиц — 3, библиография — 3 названия.

УДК 550.838 : 551.24 : 550.844

**Применение литогеохимических исследований при оценке результатов геофизических исследований в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем.** Кармаз и П. С. Вопросы прикладной геохимии, Сборник статей, 1974, 96—103.

Усложнение геологических задач в Донбассе привело к постановке глубинного картирования в зоне сочленения его с Приазовским кристаллическим массивом.

При большом числе разнотипных нарушений оценка рудоносности их затруднена. В связи с этим привлечена литогеохимическая съемка.

Магниторазведкой закартирована зона даек шириной более 40 км, протяженностью в сторону оси Донбасса 20 км; отдельные полосы даек простираются до оси Донбасса.

Литогеохимической съемкой обнаружены ореолы рассеяния ртути, серебра, свинца, лития, молибдена. Они расположены на внешней территории зоны даек и тяготеют к ограниченному интервалу надвигов.

Среди сбросов, надвигов и вмещающих дайки трещин только последние являются глубинными и рудопроявляющимися. Они протягиваются и севернее выходов даек на уровень современного эрозионного среза.

Надвиги являются экранами для гидротермальных растворов, т. е. нарушениями рудоконтролирующими.

Иллюстраций — 3, библиография — 11 названий.

УДК 550.42 : 552.31.5

**Малые элементы в кайнозойских отложениях Днепровско-Донецкой впадины.** Комский М. М. Вопросы прикладной геохимии, Сборник статей, 1974, 103—110.

Приводятся сведения о содержаниях малых элементов в отложениях киевской, харьковской и полтавской свит Днепровско-Донецкой впадины.

Установлены некоторые закономерности распределения элементов в зависимости от условий образования отложений. Делается вывод о возможности использования сведений о распределении малых элементов для изучения направленности тектонических движений в процессе осадконакопления, выделения отдельных тектонических блоков и трассирования разрывных нарушений.

Таблиц — 4, библиография — 5 названий.

УДК 681.142 : 550.42

**Эндогенные ореолы рассеяния редких элементов вокруг пегматитов Вольны и возможность их использования в поисково-разведочной практике.** Шептура В. И., Латыш В. Т., Зинченко О. В., Жуков Н. Н., Серга А. Ю. Вопросы прикладной геохимии, Сборник статей, 1974, 110—115.

На основании применения множественного корреляционного анализа показана возможность прогнозирования расстояний к камерным пегматитам Вольны по первичным ореолам рассеяния редких элементов во вмещающих гранитах.

Таблиц — 3, библиография — 6 названий.

УДК 551.491 : 621.039.3

**Распределение концентраций дейтерия и кислорода-18 в подземных водах зоны активного водообмена северо-западной части Украинского Полесья.** Ветштейн В. Е., Алексеевский В. Е., Рябцева Г. П. Вопросы прикладной геохимии, Сборник статей, 1974, 115—124.

Впервые в практике мелиорации методом прецизионной масс-спектрометрии изучены источники питания грунтовых вод Украинского Полесья и дана количественная оценка доли подземных (напорных) вод в питании грунтовых. Расчеты произведены для 17 водопунктов, приуроченных к разным гидрогеологическим районам и отвечающим разным типам питания болот.

Результаты изучения изотопного состава вод рассматриваются на фоне общих физико-географических, гидрогеологических и гидрохимических особенностей осушаемых территорий. Показано, что изотопный состав более четко отражает характер движения подземных вод, чем их химический состав.

Таблиц — 3, иллюстраций — 1, библиография — 5 названий.

УДК 550.84 : 553.546.18

**Геохимические поиски фосфоритов в условиях тропического климата.** Васильев Е. Н., [Дупинович Ю. И.] Вопросы прикладной геохимии, Сборник статей, 1974, 124—129.

На территории республики Заир, в условиях влажных тропиков проведены геохимические поиски фосфоритов. Проведенными работами доказано, что образование мощной латеритной коры выветривания не препятствует проведению литохимических поисков. В результате их проведения выделена геохимическая аномалия фосфора протяженностью около 100 км при ширине 2—30 км. В максимумах аномалии выявлены три перспективных месторождения фосфора и уточнено геологическое строение площади работ.

Иллюстраций — 2, библиография — 6 названий.

УДК 543.3 : 550.4

**Современные методы анализа горных пород и вод и перспективы их развития.** Вовк И. Ф. Вопросы прикладной геохимии, Сборник статей, 1974, 129—137.

Освещено состояние и перспективы применения к анализу горных пород и вод классических химических, оптических, электрохимических, хроматографических, кинетических, фотохимических, радиационно-химических методов. Отмечена основная тенденция развития аналитической базы геохимии по пути внедрения инструментальных физических методов — масс-спектрального, рентгено-спектрального, радиоактивационного и других ядерно-физических методов.

Библиография — 32 названия.

УДК 51 : 55

**Об учете природной и аналитической дисперсий при планировании способа геохимического опробования.** Жуков Н. Н., Серга А. Ю. Вопросы прикладной геохимии, Сборник статей, 1974, 138—147.

В статье рассмотрены теоретические предпосылки и математическое решение задачи о выборе оптимальной структуры и рационального веса штучных проб. Изложены результаты экспериментального опробования полигонов гранитоидов Украинского щита.

Таблиц — 1, иллюстраций — 3.

Экспериментальная и статистическая модель оценки ошибок количественных подсчетов минералов в шлихах. Носырев И. В., Робул В. М. Вопросы прикладной геохимии, Сборник статей, 1974, 148—154.

Предложены и описаны экспериментальные и статистические модели оценки ошибок количественно-минералогических подсчетов, выполненных весовым методом, а также с помощью микроскопа и бинокля.

Наибольшее значение ошибки характерно для метода определения количественно-минералогического состава под микроскопом, наименьшие — для весового метода.

Существенную роль в общем балансе ошибок играют ошибки, связанные с неравномерностью распределения и ошибками метода.

Таблиц — 5, иллюстраций — 1, библиография — 4 названия.

## СОДЕРЖАНИЕ

✓ М. И. Толстой, Задачи современного этапа развития прикладных геохимических исследований . . . . .	3
Б. Ф. Мицкевич, Проблемы повышения эффективности геохимических поисков на Украине . . . . .	11
Я. Н. Белевцев, Ю. М. Епатко, Геохимические и геологические основы прогноза железных руд . . . . .	16
А. А. Беус, Прикладная геохимия за рубежом . . . . .	29
Л. С. Галецкий, Особенности изучения первичных геохимических ореолов докембрийских образований Украинского щита . . . . .	42
М. И. Толстой, И. М. Остафийчук, Линейные парагенезисы породообразующих окислов в гранитоидах Украинского щита . . . . .	51
Н. А. Беспалько, Т. А. Рокачук, А. Ф. Петрусь, С. А. Свердлова, Г. Я. Терещ, Состав и свойства полевых шпатов как критерии рудоносности . . . . .	62
Э. В. Собонович, Свинцово-изохронное датирование горных пород . . . . .	70
В. В. Ляхович, Акцессорные минералы кварцевых жил Приазовья . . . . .	81
С. В. Металиди, Индикаторы редкометального оруденения . . . . .	89
П. С. Кармазин, Применение литогеохимических исследований при оценке результатов геофизических исследований в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем . . . . .	96
М. М. Комский, Малые элементы в кайнозойских отложениях Днепровско-Донецкой впадины . . . . .	103
В. И. Шептура, В. Т. Латыш, О. В. Зинченко, Н. Н. Жуков, А. Ю. Серга, Эндогенные ореолы рассеяния редких элементов вокруг пегматитов Волини и возможность их использования в поисково-разведочной практике . . . . .	110
В. Е. Ветштейн, В. Е. Алексеевский, Г. П. Рябцев, А. Распределение концентраций дейтерия и кислорода-18 в подземных водах зоны активного водообмена северо-западной части Украинского Полесья . . . . .	115
Е. Н. Васильев, Ю. И. Лупинович, Геохимические поиски фосфоритов в условиях тропического климата . . . . .	124
И. Ф. Вовк, Современные методы анализа горных пород и вод и перспективы их развития . . . . .	129
✓ Н. Н. Жуков, А. Ю. Серга, Об учете природной и аналитической дисперсий при планировании способа геохимического опробования . . . . .	138
✓ И. В. Носырев, В. М. Робул, Экспериментальная и статистическая модель оценки ошибок количественных подсчетов минералов в шлихах . . . . .	148
Хроника . . . . .	155
Рефераты . . . . .	159

## CONTENTS

M. I. Tolstoy. The problems of present stage of development of the applied geochemical investigations . . . . .	3
B. F. Mitskevitch. The problems of increase of geochemical prospecting effectiveness in the Ukraine . . . . .	11
Ya. N. Belevtsev, F. u. M. Ep at ko. Geochemical and Geological foundations for iron-ore prediction . . . . .	16
A. A. Beus. The applied geochemistry abroad . . . . .	29
L. S. Galetsky. Peculiarities of primary geochemical study of haloes of precambrian Ukrainian shield formation . . . . .	42
M. I. Tolstoy, I. M. Ostafiytchuk, The linear paragenesis of rockforming oxides in granitoids of the Ukrainian Shield . . . . .	51
N. A. Bepalko, T. A. Rokatchuk, A. F. Petrus, S. A. Sverdlova, C. J. Terets. The composition and properties of feldspars as a criteria of metalliferous . . . . .	62
E. V. Sobotovitch. Rocks plumbum-isochronic age determination . . . . .	70
V. V. Lyahovich. The accessory minerals of Azov quartz veins . . . . .	81
S. V. Metalidy. Indications of the raremetallic ore chete . . . . .	89
P. S. Karmasin. Application of lithochemochemical investigation when estimating the results of geophysical one in the goint zone of the Donbas and the territory by the sea of Azov . . . . .	96
M. M. Komsky. Small elements in cenozoic sediments . . . . .	103
V. I. Sheptura, V. T. Latysh, O. V. Zinchenko, N. N. Zhukov, A. Yu. Serga. Endogenous haloes of dispersion of rare elements and possibility of their use in prospecting practical . . . . .	110
V. E. Vetshtein, V. E. Alekseevsky, G. P. Ryabtzeva. Distribution of the deuterium and oxygen-18 concentration in the underground water of the zone of the aktive waterexchange in the north-western part of the Ukrainian woodlands . . . . .	115
E. N. Vasiliev, <u>Yu. I. Lupinovich</u> . The geochemical prospecting of phosphorites in conditions of tropical climate . . . . .	124
I. F. Vovk. Modern methods of rocks and waters analysis and perspective of their development . . . . .	129
N. N. Zhukov, A. Yu. Serga. About accounting natural and analytical dispersions by planning of the method of the geochemical sampling . . . . .	138
I. V. Nosyrev, V. M. Robul. Experimental and statistic model mistakes in quantitative mineralogical calculations . . . . .	148
Chronicles . . . . .	155
Papers . . . . .	159

ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ  
(сборник статей)

Издательское объединение «Вища школа»  
Издательство при Киевском государственном  
университете

Редактор *Кострица Ю. Е.*

Обложка художника *Коломийца И. С.*

Художественный редактор *Лелеко В. Д.*

Технический редактор *Окопная Е. Д.*

Корректоры *Прожогина Т. А.,*  
*Рольнова А. И.*

Сдано в набор 17.I 1974 г. Подписано к печати 24.V 1974 г. Формат бумаги  $60 \times 90^{1/16}$ . Типографская бумага № 3 Физич печ. листов 10,5. Усл. печ. листов 10,5. Учетно-издат. листов 10,88. Тираж 1000. Изд. № 226-К. БФ 07045. Зак. № 4-446.  
Цена 1 руб. 09 коп.

Издательство издательского объединения «Вища школа» при Киевском государственном университете, 252033, Киев, Тарасовская, 11.

Отпечатано в Киевской книжной типографии научной книги, ул. Репина, 4 с матриц Головного предприятия Республиканского производственного объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР, г. Киев, ул. Довженко, 3. Зак. 4-665.

1 руб. 09 коп.

1110