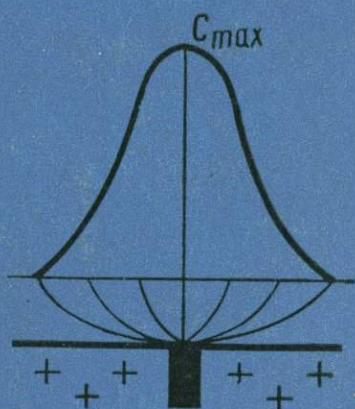


ВОПРОСЫ
ПРИКЛАДНОЙ
ГЕОХИМИИ
И ПЕТРОФИЗИКИ



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

2240

ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ И ПЕТРОФИЗИКИ

СБОРНИК СТАТЕЙ

КИЕВ
ИЗДАТЕЛЬСТВО ПРИ КИЕВСКОМ
ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ
ИЗДАТЕЛЬСКОГО ОБЪЕДИНЕНИЯ «ВИЩА ШКОЛА»
1977



В сборнике рассматриваются вопросы теории и методики прикладных геохимических и петрофизических исследований, применения методов прикладной геохимии и петрофизики для решения геологических задач, методы обработки и анализа геохимических и петрофизических данных. Большинство статей написано по материалам работ проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород Киевского университета.

Рассчитан на геологов, геохимиков, геофизиков, работающих в научных и производственных организациях и занимающихся вопросами прикладной геохимии и петрофизики, аспирантов, студентов старших курсов вузов.

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

Адрес редколлегии: Киев-127, ГСП, ул. Васильковская, 90, к. 217, тел. 66-32-56.

Редакция естественной литературы
Зав. редакцией Б. Н. Фляшников

І. ТЕОРИЯ И МЕТОДИКА ПРИКЛАДНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

М. И. ТОЛСТОЙ, проф., Г. Т. ПРОДАЙВОДА, ст. науч. сотр.
(Киевский университет)

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ПЕТРОАКУСТИКИ — НОВОЙ ОТРАСЛИ ПЕТРОФИЗИКИ

Последние годы ознаменованы широким проникновением физических и математических методов в геологию, что создало необходимые предпосылки для строго объективного решения ряда практически важных задач. Особенно плодотворным явилось использование разнообразных физических свойств горных пород и минералов в различных областях геологических знаний, что привело к рождению новой науки — петрофизики. Сейчас она, как всякая молодая наука, переходит от этапа накопления эмпирических данных к этапу создания строгих теорий, описывающих закономерности изменения физических свойств.

В настоящей статье рассматриваются закономерности распространения упругих волн в горных породах в ультразвуковом диапазоне [11, 20].

В области изучения акустических свойств накоплен обширный экспериментальный материал и имеется ряд обобщающих работ об использовании акустических методов [1—4, 6, 7, 14—16, 20]. Вместе с тем целый ряд вопросов теоретического и методического плана использования акустических свойств горных пород остается нерешенным, что затрудняет строгую физико-математическую интерпретацию полученных данных и снижает геологическую информативность изучения указанных свойств. Это прежде всего относится к такому важному в петрофизике явлению, как анизотропия акустических волн в горных образованиях, и тесно связанными с ней вопросами: выбор числа и направлений прозвучивания как при исследованиях в нормальных условиях, так и в условиях высоких давлений и температур, описания упругих свойств анизотропных горных пород с учетом их симметрии, количественного выражения степени анизотропии среды и т. д.

В проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород геологического факультета Киевского университета на протяжении ряда лет ведутся теоретические и методические исследования акустических свойств горных пород и минералов для оценки возможности их использования при решении геологических задач. Создана специальная ультразвуковая аппаратура для изучения распространения акустических свойств

горных пород в различных термодинамических условиях [13]. Мы остановимся лишь на общих вопросах изучения акустических свойств анизотропных сред.

Многие исследователи [4, 7, 18, 21, 27] при изучении акустических свойств используют упрощенные представления о строении и свойствах горных пород, используя при этом соотношения из теории упругости изотропных сред. Даже при наличии явной анизотропии исследования производятся в произвольно выбранных ортогональных направлениях и сопровождаются большей частью лишь изучением продольных волн. Первым шагом на пути математически строгого решения вопроса была работа К. С. Александрова, Т. В. Рыжовой, Б. П. Беликова, Л. А. Шабановой [2]. Они предложили рассматривать горные породы как макроскопически однородные среды, подобно монокристаллам, и использовать при их изучении общепринятую методику определения упругих свойств монокристаллов. Это встретило ряд трудностей методического и экспериментального плана при выборе рабочей системы координат, особенно в тех случаях, когда отсутствовали видимые признаки текстуры. Чтобы избежать возникшего затруднения, В. И. Старостин [19] предложил способ построения диаграмм векторов продольных волн для определения характера анизотропии на пластинах, вырезанных из горных пород. Метод оказался очень трудоемким, чувствительным к структурным неоднородностям пород и не позволял производить измерения поперечных волн, являющихся наиболее надежным индикатором анизотропии среды.

Для преодоления этих трудностей полезно воспользоваться известными аналогиями между акустическими и оптическими явлениями [1, 23, 28]. Рассмотрим, например, теорию распространения упругих волн в анизотропных средах. В общем случае в анизотропной однородной среде в одном и том же направлении распространяется три волны, поэтому об аналогии с оптикой можно говорить лишь в отношении поперечных волн. Для того чтобы оценить полезность подобных аналогий при рассмотрении акустических явлений, необходимо рассмотреть общую теорию распространения плоских упругих волн в бесконечной однородной анизотропной среде. Под однородной анизотропной средой будем понимать такую среду, свойства которой не зависят от декартовых координат, хотя и зависят от направления. Если анизотропная среда удовлетворяет этим требованиям и ее упругие свойства описываются законом Гука, то уравнение движения произвольного элемента среды имеет вид [23]

$$\rho \vec{U}_i = C_{ijlm} \frac{\partial^2 U_m}{\partial X_j \partial X_l}, \quad (1)$$

где \vec{U} — вектор смещения среды; ρ — плотность; C_{ijlm} — тензор модулей упругости.

В случае плоской монохроматической волны выражение запишется как

$$(\lambda_{ijlm} n_j n_l - v^2 \delta_{im}) U_m = 0, \quad (2)$$

где $\lambda_{ijlm} = \frac{1}{\rho} C_{ijlm}$ — приведенный тензор модулей упругости; n_j — компоненты единичного вектора волновой нормали \vec{n} ; v — фазовая скорость волн; δ_{im} — символ Кронекера.

Если ввести тензор второго ранга

$$\Lambda = \Lambda_{im} = \lambda_{ijlm} n_j n_l, \quad (3)$$

то уравнение (2) примет вид

$$(\Lambda_{im} - v^2 \delta_{im}) U_m = 0 \quad (4)$$

или в векторной форме

$$(\Lambda - \lambda) \vec{U} = 0, \quad \lambda = v^2. \quad (5)$$

Тензор (3) — положительно определенный симметричный полярный тензор второго ранга.

Как следует из равенства (5), вектор смещения плоской волны \vec{U} является собственным вектором, а квадрат фазовой скорости волны v^2 — собственным значением тензора [2, 18]. Поэтому v^2 есть корень характеристического уравнения

$$|\Lambda - v^2| = 0. \quad (6)$$

Вещественный симметричный положительно определенный тензор в общем случае обладает тремя различными собственными значениями: $\lambda_1 = v_1^2$, $\lambda_2 = v_2^2$, $\lambda_3 = v_3^2$, каждому из которых соответствует свой собственный вектор, определяющий направления смещения в волне. Таким образом, в анизотропной среде при любом заданном направлении волновой нормали в общем случае могут распространяться три волны с различными фазовыми скоростями. Векторы смещения этих волн, как собственные векторы всякого вещественного симметричного тензора, взаимно перпендикулярны. В случае изотропных сред тензор Λ одноосный для любого \vec{n} , т. е. два собственных его значения могут совпадать.

Следовательно, вдоль любого произвольно выбранного направления будет распространяться продольная волна и две поперечные волны с совпадающими фазовыми скоростями. В анизотропной среде в общем случае ни одна из трех волн, имеющих заданную волновую нормаль \vec{n} , не является ни чисто продольной, ни чисто поперечной. Поэтому их называют квазипродольными и квазипоперечными. Отсюда следует вывод, поскольку

упругие волны в анизотропных средах, как правило, ни чисто продольные, ни чисто поперечные, что это одно из основных показателей анизотропии среды.

Анизотропия среды может принадлежать одному из 39 классов симметрии [17, 24—26] и в соответствии с принципом Неймана [9] симметрия любого свойства анизотропной среды должна включать элементы симметрии точечной группы этой среды. Иными словами, группа симметрии анизотропной среды либо совпадает с группой симметрии свойства, либо является подгруппой последней. Рассмотрим, к каким упрощениям будут приводить требования симметрии при распространении плоских упругих волн. Для этого удобно, следуя Ф. И. Федорову [23], сравнивать свойства анизотропной и изотропной сред. Для любого направления изотропной среды характерно распространение чисто продольной волны и двух чисто поперечных волн с одинаковыми скоростями ($v_2^2 = v_3^2$).

Направления волновых нормалей в анизотропной среде, для которых можно отметить хотя бы одно из перечисленных выше свойств, называются особенными направлениями [1]. А направление волновой нормали, для которого скорости двух квазипоперечных волн совпадают, называется акустической осью [23]. В направлении осей любого порядка [2, 3, 4, 6] распространяются чисто продольные и чисто поперечные волны, а вдоль осей высшего порядка [3, 4, 6] все поперечные волны будут иметь одну и ту же скорость. При распространении волн в плоскости симметрии (не перпендикулярно к оси четного порядка) одна из волн является чисто поперечной. Таким образом, наличие чисто поперечной волны — общее условие любого особенного направления [23].

Однако ряд сведений об упругих волнах в анизотропных средах можно получить, рассматривая свойства симметричного тензора второго ранга μ , именуемого в дальнейшем просто акустическим тензором, так как с его помощью все анизотропные среды можно разбить на группы точно так же, как это делается в оптике [22]. Акустический тензор μ получается из λ_{iklm} путем свертывания по паре внутренних индексов:

$$\mu_{kl} = \lambda_{kiii}. \quad (7)$$

Для того чтобы выяснить, какие физические свойства характеризуют акустический тензор, образуем с его помощью квадратичную форму из компонент вектора волновой нормали \vec{n}

$$S = \vec{n} \mu \vec{n} = n_k \mu_{kl} n_l = n_k \lambda_{kiii} n_l. \quad (8)$$

Сравнивая (8) и (3), видим, что эта квадратичная форма равна следу тензора Λ :

$$S = \Lambda_{kk} = \Lambda_c. \quad (9)$$

След тензора есть сумма его собственных значений, которые в данном случае, согласно формулам (5), равны квадратам скоростей трех волн, соответствующих заданной нормали \vec{n} . Следовательно,

$$S = \vec{n}\mu\vec{n} = v_1^2 + v_2^2 + v_3^2. \quad (10)$$

Из общей теории квадратных форм известно [23], что экстремальные значения формы $\vec{n}\mu\vec{n}$ при $\vec{n}^2=1$ являются собственными значениями тензора μ . Соответствующие собственные векторы (главные направления) тензора μ , очевидно, будут определять те направления волновой нормали, которым отвечают упомянутые экстремальные значения суммы квадратов скоростей волн.

Заметим, что величина $\rho(v_1^2 + v_2^2 + v_3^2)$ является первым инвариантом акустического тензора [10].

Для получения явного вида тензора μ для сред различной симметрии удобно воспользоваться выражением тензора $\Lambda = \Lambda_{iklm}n_i n_m$ с учетом матричной формы обозначения упругих констант $C_{\alpha\beta}$, где $\Lambda_{iklm} = \lambda_{\alpha\beta} = C_{\alpha\beta}/\rho$, и удобно привести его к частной системе координат [23].

В случае кубической сингонии оси координат совпадают с осями второго и четвертого порядков; гексагональной — ось X_3 совпадает с осью симметрии шестого порядка, а X_1, X_2 ориентированы произвольно. В ромбической сингонии оси симметрии второго порядка и плоскости симметрии образуют естественный координатный базис, а в моноклинной — ось X_3 направлена вдоль оси второго порядка или перпендикулярна плоскости симметрии.

В случае триклинной сингонии выбор осей является неоднозначным. Ось X_3 можно направлять вдоль смещения чисто продольной волны, а оси X_1 и X_2 — по соответствующим поперечным смещениям. Обычно в триклинном кристалле существует не одно направление, вдоль которого может распространяться чисто продольная волна. Используя значения акустического тензора, приведенные к частной системе координат, вычислим следы тензора S для сред различной симметрии:

а) изотропная среда

$$S_{\text{и}} = 2\lambda_{44} + \lambda_{11}; \quad (11)$$

б) кубическая сингония

$$S_{\text{к}} = \lambda_{11} + 2\lambda_{44}; \quad (12)$$

в) гексагональная, тетрагональная, тригональная сингония

$$S_{\text{г}} = (\lambda_{11} + \lambda_{44} + \lambda_{66})(n_1^2 + n_2^2) + (\lambda_{33} + 2\lambda_{44})n_3^2; \quad (13)$$

г) ромбическая сингония

$$S_p = (\lambda_{11} + \lambda_{55} + \lambda_{66}) n_1^2 + (\lambda_{22} + \lambda_{44} + \lambda_{66}) n_2^2 + (\lambda_{33} + \lambda_{44} + \lambda_{55}) n_3^2; \quad (14)$$

д) моноклиная сингония

$$S_m = (\lambda_{11} + \lambda_{55} + \lambda_{66}) n_1^2 + (\lambda_{22} + \lambda_{44} + \lambda_{66}) n_2^2 + (\lambda_{33} + \lambda_{44} + \lambda_{55}) n_3^2 + 2(\lambda_{16} + \lambda_{26}) n_1 n_2; \quad (15)$$

е) триклиная сингония

$$S_t = (\lambda_{11} + \lambda_{55} + \lambda_{66}) n_1^2 + (\lambda_{22} + \lambda_{44} + \lambda_{66}) n_2^2 + (\lambda_{33} + \lambda_{44} + \lambda_{55}) n_3^2 + 2(\lambda_{16} + \lambda_{26}) n_1 n_2 + 2(\lambda_{24} + \lambda_{65}) n_2 n_3 + 2(\lambda_{15} + \lambda_{46}) n_3 n_1. \quad (16)$$

Акустический тензор μ_{hl} выражается через $\lambda_{\alpha\beta}$, и его матричная форма для сред различной симметрии имеет следующий вид для:

1) изотропной среды и кубической сингонии

$$\begin{pmatrix} \lambda_{11} + 2\lambda_{44} & 0 & 0 \\ 0 & \lambda_{11} + 2\lambda_{44} & 0 \\ 0 & 0 & \lambda_{11} + 2\lambda_{44} \end{pmatrix}; \quad (17)$$

2) гексагональной тетрагональной и тригональной сингоний

$$\begin{pmatrix} \lambda_{11} + \lambda_{44} + \lambda_{66} & 0 & 0 \\ 0 & \lambda_{11} + \lambda_{44} + \lambda_{66} & 0 \\ 0 & 0 & \lambda_{11} + \lambda_{44} + \lambda_{66} \end{pmatrix}; \quad (18)$$

3) ромбической сингонии

$$\begin{pmatrix} \mu_{11} & 0 & 0 \\ 0 & \mu_{22} & 0 \\ 0 & 0 & \mu_{33} \end{pmatrix}; \quad \begin{aligned} \mu_{11} &= \lambda_{11} + \lambda_{55} + \lambda_{66}; \\ \mu_{22} &= \lambda_{22} + \lambda_{44} + \lambda_{66}; \\ \mu_{33} &= \lambda_{33} + \lambda_{44} + \lambda_{55}; \end{aligned} \quad (19)$$

4) моноклиной сингонии

$$\begin{pmatrix} \mu_{11} & \mu_{12} & 0 \\ \mu_{12} & \mu_{11} & 0 \\ 0 & 0 & \mu_{33} \end{pmatrix}; \quad \mu_{12} = \lambda_{16} + \lambda_{26}; \quad (20)$$

5) триклинной сингонии

$$\begin{pmatrix} \mu_{11} & \mu_{12} & \mu_{13} \\ \mu_{21} & \mu_{22} & \mu_{23} \\ \mu_{31} & \mu_{32} & \mu_{33} \end{pmatrix}; \quad \begin{aligned} \mu_{13} &= \lambda_{15} + \lambda_{46}; \\ \mu_{26} &= \lambda_{24} + \lambda_{56}. \end{aligned} \quad (21)$$

В последних двух формулах не указаны величины μ_{hl} , которые одинаково выражаются через $\lambda_{\alpha\beta}$.

При таком выборе системы координат акустический тензор для кристаллов высших и средних сингоний оказывается диагональным, а по его свойствам все рассмотренные анизотропные среды можно разбить на группы точно так же, как и в оптике.

Кубические кристаллы не отличаются от изотропных сред, кристаллы средних сингоний обладают симметрией вращения вокруг оси высшего порядка (тензор одноосный), а для кристаллов низких сингоний μ является двухосным.

С помощью акустического тензора можно осуществить естественный выбор рабочей системы координат в моноклинных и триклинных средах. Если в качестве осей координат выбрать главные оси акустического тензора для среды моноклинной симметрии, то это приведет к следующему соотношению между параметрами:

$$\mu_{12} = \lambda_{45} + \lambda_{16} + \lambda_{26} = 0. \quad (22)$$

Для среды триклинной симметрии такой выбор, кроме (22), даст еще два соотношения:

$$\mu_{23} = \lambda_{24} + \lambda_{34} + \lambda_{56} = 0; \quad (23)$$

$$\mu_{13} = \lambda_{15} + \lambda_{35} + \lambda_{46} = 0; \quad (24)$$

в результате чего число независимых упругих констант уменьшается до 18.

Таким образом, для полного описания упругих свойств и определения типа симметрии среды необходимо определить направление главных осей акустического тензора. При отсутствии каких-либо исходных предпосылок можно в общем случае ограничиться произвольной ориентировкой образца горной породы, предполагая, что имеем дело со средой самой низкой — триклинной симметрии.

В этом случае можно воспользоваться выражением следа акустического тензора для среды триклинной симметрии (16), но для удобства выкладок введем некоторые изменения в обозначения, принимая $n_1 = l$, $n_2 = m$ и $n_3 = n$.

Тогда соотношение (16) запишем как

$$S = l^2\mu_{11} + m^2\mu_{22} + n^2\mu_{33} + 2mn\mu_{23} + 2nl\mu_{31} + 2lm\mu_{12}. \quad (25)$$

Поскольку ориентация произвольная, то, изготовив образец в форме куба со срезанными ребрами; рабочую систему координат

нат X_1, X_2, X_3 удобно выбрать параллельно ортогональным ребрам. Скорости трех волн v_1, v_2, v_3 измеряются вдоль ребер куба и еще шести диагональных направлений.

Имея девять неэквивалентных направлений прозвучивания l_i, m_i, n_i и соответствующие им значения $S_i = (v_1^2 + v_2^2 + v_3^2)_i$, получаем следующую систему уравнений:

$$S_i = l_i^2 \mu_{11} + m_i^2 \mu_{22} + n_i^2 \mu_{33} + 2m_i n_i \mu_{23} + 2n_i l_i \mu_{31} + 2l_i m_i \mu_{12}, \quad i = 1, 2, \dots, 9. \quad (26)$$

В матричной форме [9] эта система уравнений примет вид

$$S = \Theta \mu. \quad (27)$$

Так как имеется девять уравнений, а в них только шесть неизвестных, то для нахождения значений μ можно использовать метод наименьших квадратов. Наилучшее значение μ определяется формулой

$$\mu = (\Theta_t \Theta)^{-1} \Theta_t S. \quad (28)$$

Чтобы привести матрицу μ к главным осям, применяется метод последовательных приближений [9].

В дальнейшем соотношение (28) используют для оценки степени анизотропии горной породы. Количественно степень акустической анизотропии горной породы Δ_A можно оценить, сравнивая отклонения измеренных значений S_i от таковых для изотропной среды (т. е. от сферы, радиус которой равен среднему арифметическому значению $\bar{S} = S_i/n$), тогда

$$\Delta_A = \sqrt{\sum_{n=1}^9 (S_i - \bar{S})^2/n - 1}, \quad (29)$$

где n — количество измерений.

Флуктуации скоростей вдоль различных направлений могут быть обусловлены и неоднородностью строения горной породы. Для оценки степени однородности анизотропной среды используем величину

$$\Delta_H = \sqrt{\sum_{n=1}^9 (S_i - S_T)^2/n - 1}, \quad (30)$$

где S_T — вычисленные значения по формуле (28) с учетом найденных значений μ_{kl} .

Чтобы исключить влияние неоднородности пород, размер образца необходимо выбирать с учетом их структурно-текстурных особенностей и частоты применяемых колебаний. Разброс значений скоростей в произвольном направлении вычислим по формуле [8]

$$\frac{|\Delta v|}{v} \approx \frac{2\bar{D}}{\lambda_0} \frac{1}{\sqrt{N}} \frac{1}{v} \sqrt{\overline{\delta v^2}}, \quad (31)$$

где \bar{D} — средний размер зерна; λ_0 — длина волны; N — число зерен в направлении прозвучивания; $\sqrt{\overline{\delta v^2}}$ — среднеквадратичная угловая вариация скорости в монокристалле данного минерала; v — усредненное значение скорости для данного минерала.

Озвучиваемый объем V связан с количеством зерен N и их средним размером \bar{D} соотношением $V = N\bar{D}^3$. Для оценки степени анизотропии среды можно использовать и главные значения акустического тензора μ_{hi} . Тогда среднеквадратичную акустическую анизотропию среды, по аналогии с оптической анизотропией [5], получим из выражения

$$A = \sqrt{\frac{1}{3} [(\mu_1 - \mu_2)^2 + (\mu_2 - \mu_3)^2 + (\mu_3 - \mu_1)^2]}. \quad (32)$$

Таким образом, использование аналогий между оптическими и акустическими свойствами служит дополнительным средством выяснения особенностей акустических явлений. Предложенный акустический метод изучения анизотропии горных пород, основанный на использовании свойств акустического тензора, во всех случаях позволяет однозначно находить степень анизотропии среды и отнести ее к определенной группе симметрии.

Для более дробной классификации по типам симметрии может возникнуть необходимость проведения дополнительных исследований упругой анизотропии среды с использованием обычной методики ультразвуковых определений упругих констант по значениям скоростей, аналогичной методике при изучении монокристаллов [2]. В этом случае предложенный метод обеспечивает строгий однозначный выбор рабочей системы координат в соответствии с типом симметрии среды, а по измеренным значениям скоростей можно в дальнейшем вычислить упругие константы и значение коэффициента упругой анизотропии [12].

Рассматриваемый метод найдет самое широкое применение в петротектонике. Его преимущество перед микроструктурным анализом заключается в том, что здесь ориентация зерен определяется для целой совокупности зерен, а не одного зерна. На этом основании представляется возможность распространить результаты исследований на отдельных образцах на массив, блок и т. д.

Другим направлением использования метода является изучение анизотропии напряженного состояния горных пород как в естественных условиях, так и путем моделирования. Есть перспектива использовать коэффициент рассеяния акустических волн для оценки преимущественной ориентировки и стереометрического анализа структуры горных пород.

Представляет интерес проверка искусственно вызванной анизотропии при различных напряжениях, т. е. эффекта, аналогичного явлению фотоупругости в оптике.

Немаловажное значение имеют акустические методы в петрологических, петрогенетических и петроструктурных исследованиях при оценке условий формирования и кристаллизации магматических образований, их перемещенного или неперемещенного характера, направления течения магмы, тектонических напряжений, выявления структурно-текстурных отличий пород (в частности, при распознавании глубоко метаморфизованных пород), установлении первоначального облика и генетических особенностей метаморфических образований, оценке генетической принадлежности докембрийских кристаллических пород и т. д.

Можно полагать, что этот метод найдет большое применение и в горном деле при изучении распределения нагрузок, определений устойчивости целиков, исследовании распределения микротрещиноватости и кливажа и т. д.

Использование свойств акустического тензора открывает широкие возможности для сравнительного анализа между акустическими, магнитными, электрическими и тепловыми свойствами и их анизотропией, что в дальнейшем будет способствовать более глубокому выяснению природы анизотропии горных пород, комплексному решению геологических задач средствами петрофизики и геофизики. Все это дает основание выделить новое направление в петрофизике — петроакустику, основной задачей которой является изучение акустических свойств горных пород для решения актуальных задач геологии, геофизики, геотектоники и горного дела.

Список литературы. 1. Александров К. С. Акустическая кристаллография. В кн.: Проблемы современной кристаллографии. М., «Наука», 1975, с. 327—344. 2. Александров К. С. и др. Анизотропия упругих свойств горных пород.—*Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1968, № 6, с. 17—28. 3. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., «Наука», 1970, 270 с. 4. Воларович М. П. и др. Физико-математические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях. М., «Наука», 1974, 223 с. 5. Волькенштейн М. В. Молекулярная оптика. М., Гостехиздат, 1951, 400 с. 6. Звягинцев Л. И. Анизотропия упругих свойств горных пород в напряженном состоянии.—*Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1973, № 6, с. 46—53. 7. Лебедев Т. С. и др. Упругие свойства горных пород при высоких давлениях. Киев, «Наукова думка», 1972, 183 с. 8. Меркулова В. М. Оценка погрешностей при измерениях скоростей ультразвуковых волн в горных породах.—*«Применение ультразвуки к исследованию веществ»*, 1967, вып. 22, с. 20—27. 9. Най Дж. Ф. Физические свойства кристаллов и их описание при помощи тензоров и матриц. М., ИЛ, 1967, 385 с. 10. Ноздрев В. Ф., Федорищенко И. В. Молекулярная акустика. М., «Высшая школа», 1974, 288 с. 11. Петкевич Г. И. Геоакустические методы исследования реальных сред.—*«Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР»*, 1971, № 40, с. 81—91. 12. Поваренных А. С., Толстой М. И., Продайвода Г. Т. Анизотропия и структурный мотив породообразующих минералов.—*«Конституция и свойства минералов»*, 1976, № 10, с. 88—96. 13. Продайвода Г. Т. Физические свойства вулканогенных пород и основные факторы, их определяющие (на примере Армянского нагорья). Автореф. канд. дис. Киев, 1971, 375 с. 14. Ржевский В. В., Ямщи-

ков В. С. Акустические методы исследования и контроля горных пород в массиве. М., «Наука», 1973, 350 с. 15. Ризниченко Ю. В. О применении звука и ультразвука в геофизике и горном деле.— В сб.: Геоакустика. М., «Наука», 1966, с. 3—8. 16. Силаева О. И., Баяк Е. И. О природе анизотропии упругих свойств горных пород.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1967, № 12, с. 40—45. 17. Сиротин Ю. И., Шаскольская М. П. Основы кристаллофизики. М., «Наука», 1975, 680 с. 18. Скорицова М. Ф. Упругие свойства горных пород в южной части Сахалина и их использование в интерпретации геофизических данных. М., «Наука», 1970, 176 с. 19. Старостин В. И. Структурно-петрофизический анализ горных пород и руд.— «Геология рудных месторождений», 1973, № 5, с. 19—31. 20. Субботин С. И., Толстой М. И., Продайвода Г. Т. Состояние и проблемы развития петрофизики кристаллических пород при геологических исследованиях.— В сб.: Прикладная геохимия и петрофизика. Изд-во при Киев. ун-те, 1975, с. 3—13. 21. Урзаев Б. М. Физические свойства горных пород и геофизические поля. Алма-Ата, «Наука», 1971, 244 с. 22. Федоров Ф. И. Оптика анизотропных сред. Минск, Изд-во АН БССР, 1958, 250 с. 23. Федоров Ф. И. Теория распространения упругих волн в кристаллах. М., «Наука», 1965, 386. 24. Шафрановский И. И., Плотников Л. М. Симметрия в геологии. Л., «Недра», 1975, 144 с. 25. Шубников А. В. Оптическая кристаллография. М., Изд-во АН СССР, 1940, 250 с. 26. Шубников А. В., Копчик В. А. Симметрия в науке и искусстве. М., «Наука», 1972, 340 с. 27. Birch F. The velocity of compressional waves in rock to 10 kb.— «J. Geophys. Res.», v. 65, N 4, 1960, p. 1083—1095. 28. Musgrave M. Crystal Acoustics. Holden—Day, USA, 1970, 250 p.

M. I. Tolstoj, G. T. Prodanjwoda

THEORETICAL BASIS AND PERSPECTIVES OF DEVELOPMENT THE PETROACOUSTICS — NEW BRUNCH OF PETROPHISICS

Concept of the acoustic tensor for the describing of spreading elastic waves in anisotropic rocks has been introduced. Method of the determination of anisotropy coefficient in case of random orientation. The working system of co-ordinates has been proposed.

Recommendations on practic employment of acoustic method for the solving of different tasks has been done.

В. В. ЛЯХОВИЧ, д-р геол.-мин. наук

(Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН и Мингео СССР)

КОЭФФИЦИЕНТЫ НАКОПЛЕНИЯ РУДНЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ

При попытках выяснить геохимические особенности рудоносных гранитов были предложены различные виды «специализаций» гранитной магмы: геохимическая и металлогеническая, положительная и отрицательная, сквозная и частичная, комплексная, первичная, ассимиляционная, дифференциационная и т. д. [9].

Однако при подобном подходе раскрываются только некоторые черты в поведении рудных и редких элементов на разных этапах становления гранитных массивов. При этом не получает должного освещения количественная оценка такой важной их

особенности, как тенденция к рассеянию в ранние или к накоплению в поздние периоды становления интрузивов. В то же время, если исходить из предположения, что источником ряда элементов, образующих промышленные концентрации, может быть кристаллизующаяся гранитная магма, то тогда должны наблюдаться существенные отличия в содержании редких и рудных элементов между рудоносными и нерудоносными гранитоидами как в породе в целом, так и в слагающих ее минералах. Особенно заметно должно быть изменение степени накопления редких и рудных элементов в поздних дифференциатах гранитов и в поздних генерациях породообразующих минералов, свидетельствующие об отторжении этих элементов от главной массы кристаллизующейся горной породы. Степень отторжения, которую можно определить как коэффициент накопления K_n^* , должна быть большей в гранитах с хорошо проявленной рудогенерирующей способностью.

Кристаллические решетки породообразующих минералов могут включать в себя до 80 — 95% рудных и редких элементов общего содержания их в породе и оказывают значительное влияние на форму нахождения рассеянных в магме элементов. Обладая большой изоморфной емкостью в отношении этих элементов, они могут или консервировать их в своих решетках, препятствуя таким образом накоплению в поздних продуктах, или отторгать, вызывая относительное обогащение ими поздних дифференциатов.

Так, породы ранних фаз, содержащие значительное количество амфибола, биотита, основного плагиоклаза — минералов, емких в отношении Sc, Li (Fe^{II} Mg), Sn (Ti, Fe^{III}), В, TR, W, Mo (Ca), Nb, Ta (Ti), нередко бывают в полтора-два раза больше обогащены именно этими элементами, вопреки обычной тенденции накапливаться в породах поздних фаз. Например, в некоторых гранитных массивах Чаткало-Кураминских гор Sn накапливается в гранитоидах ранних фаз, обогащенных биотитом и роговой обманкой [5]. Пегматиты, сопровождающие граниты, богатые сфеном, обычно не содержат минералов ниобия и тантала, так как большинство Ta и Nb консервируется в кристаллической решетке сфена и т. п.

Процессу кристаллохимического рассеяния препятствуют летучие, находящиеся в магме. Чем больше в магме летучих, которые могут образовывать с рудными и редкими элементами комплексные соединения, простые и сложные, тем больше они препятствуют их рассеянию в кристаллических решетках породообразующих минералов, стимулируя накопление этих элементов в поздних продуктах.

* Коэффициент накопления — величина отношения содержания элемента в минерале поздней генерации (позднем дифференциате) к содержанию этого же элемента в минерале ранней генерации (раннем дифференциате).

Таблица 1. Средние значения коэффициента накопления K_n рудных и редких элементов в роговой обманке и биотите

Порода	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Ca	Sc	Y	Ta	Nb	Rb	Cs	B	F	Sr	Ba
Роговая обманка																	
Гранит II фазы		1,5 (1)	1,6 (2)	0,9 (1)	1,8 (1)	1,4 (2)	1,2 (1)	0,9 (1)	0,8 (1)	2,0 (1)	2,7 (1)	1,0 (1)			1,2 (1)	0,7 (2)	2,0 (1)
Гранит III фазы		4,3 (1)						1,1 (1)								0,8 (1)	
Биотит																	
Гранит II фазы	1,5 (5)	1,6 (4)	1,3 (10)	1,1 (1)	1,2 (1)	0,9 (1)	1,0 (1)	0,7 (1)		1,6 (8)	1,8 (8)	1,3 (11)	1,4 (8)		1,3 (3)	1,2 (1)	0,3 (1)
Гранит III фазы	13,0 (2)	2,6 (2)	3,2 (3)	1,3 (1)	1,3 (1)	1,0 (1)	1,2 (1)	2,7 (1)	0,5 (1)	2,6 (3)	3,5 (4)	3,2 (3)	4,4 (1)	1,6	2,9 (3)	1,0 (1)	
Аплит			2,8 (1)									1,7 (1)	0,3 (1)				
Пегматит	0,2 (2)	2,8 (3)	0,8 (1)					1,1 (1)		1,2 (3)	0,7 (3)						

Примечание: Здесь и в дальнейшем коэффициент накопления элемента в минерале какого-либо дифференциата вычислен по отношению к одноименному минералу в граните I фазы. В скобках указано количество анализов, из которых выведено среднее.

Таблица 2. Средние значения коэффициента накопления K_n рудных

Порода	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu
Плагноклаз						
Гранит II фазы	1,1(9)	1,8(9)	1,1(3)		1,2(3)	
Гранит III фазы	2,6(4)	0,8(4)	1,2(2)			
Аплит	1,8(10)	0,9(10)	0,8(1)		1,2(3)	
Пегматит	1,6(10)	1,2(10)	1,3(1)		0,7(1)	
Кварцевая жила	30,8(1)	14,0(1)				
Калиевый полевой шпат						
Гранит II фазы	1,2(7)	1,2(7)	1,1(7)	1,8(1)	0,8(4)	
Гранит III фазы	3,7(3)	2,7(3)	0,9(2)	1,5(3)	1,2(2)	
Аплит	1,0(6)	0,8(6)			1,1(4)	
Пегматит	1,0(7)	0,8(5)	2,1(4)		2,6(4)	
Кварцевая жила	1,0(2)	1,2(2)			0,3(2)	
II генерация		1,2(11)	6,0(1)		1,0(9)	3,8(2)
Кварц						
Гранит II фазы	3,5(2)	1,0(2)	0,8(2)		0,6(1)	0,7(2)
Гранит III фазы	2,0(1)	2,0(1)	0,9(1)		0,8(2)	1,5(3)
Аплит	1,0(6)	1,1(6)	0,9(1)	1,0(1)	1,6(2)	1,0(1)
Пегматит	1,0(7)	1,9(8)	2,7(4)	1,9(3)	3,5(3)	0,8(2)
Кварцевая жила	1,2(7)	1,0(6)	0,7(3)	1,0(3)	0,9(3)	1,9(3)

Примечание: В скобках указано количество определений.

При выяснении характера поведения рудных и редких элементов в процессе становления гранитных массивов предпочтнее следует отдать одноименным минералам, выделявшимся в различное время.

Чтобы судить об обогащении или разубоживании рудными элементами поздних дифференциатов и возможном участии в этом отщепляющихся флюидов очень важно установить средние содержания рудных и редких элементов в породообразующих минералах разных генераций рудоносных и нерудоносных массивов. Для этого были вычислены средние значения коэффициентов накопления рудных и редких элементов в одноименных породообразующих минералах из различных дифференциатов гранитной магмы. Они основаны на оригинальных и заимствованных из литературы количественных определениях W, Mo, Sn, Zn, Pb, Cu, Nb, Ta, Be, Li, B, Rb, Cs, F в 820 мономинеральных пробах из различных дифференциатов гранитоидов и носят предвзятый характер (табл. 1, 2).

Методика извлечения минералов порфиновых вкрапленников и основной массы заключалась в следующем. Из гранитов и ли-

и редких элементов в плагноклазе, калиевом полевоом шпате и кварце

Ta	Nb	Rb	Cs	B	F	Sr	Ba
Плагноклаз							
1,0(1)	1,0(1)	1,1(4)	0,6(1)	0,8(7)			
4,0(1)	2,0(1)	2,2(2)	0,6(1)	0,7(2)	0,1(1)		
2,0(1)		1,0(3)	1,1(1)	1,1(4)	2,7(3)		
1,4(1)		3,1(3)	0,9(1)	1,0(3)	0,4(2)		
				1,6(1)	1,0(1)		
Калиевый полевой шпат							
0,8(2)	1,2(4)	1,4(3)	1,0(1)	1,0(1)	1,2(6)	0,7(1)	0,7(1)
2,4(2)	2,2(2)	2,2(2)	1,2(1)	1,0(1)	0,4(1)		
		1,7(9)	2,0(4)		0,7(4)	0,2(2)	0,1(2)
0,7	1,0(1)	6,8(1)	160,0(1)		1,5(6)	0,1(1)	0,02(1)
		1,5(16)	3,0(6)			0,6(3)	0,4(3)
Кварц							
1,0(2)	1,3(2)	1,0(1)		1,2(2)		1,0(1)	
4,0(1)	2,4(1)	1,0(1)		1,0(1)	0,5(1)	1,0(2)	

паритов выбивали в поле 300—500 г. порфиновых вкрапленников. Одновременно выбивали 1—2 кг лишенных порфиновых вкрапленников мелких кусков основной массы породы. Затем все это дробили до крупности 0,25 мм и подвергали флотации — порфиновые вкрапленники полевого шпата для освобождения от включений кварца и биотита, основную массу для выделения полевых шпатов.

Калиевый полевой шпат и плагноклаз из коллективного полевошпатового концентрата выделяли посредством центрифугирования в бромформе. Последний в зависимости от основности плагноклаза разбавлялся по формуле $V_1 = V_0 \frac{d_0 - d_1}{d - d_1}$ [6], где V_1 — объем спирта, необходимый для разбавления бромформа до заданной удельной массы; V_0 — начальный объем бромформа; d_0 — удельная масса бромформа, d — заданная удельная масса (минерала), d_1 — удельная масса спирта-растворителя. В истертых мономинеральных препаратах калиевого полевого шпата и плагноклаза количественно определялись различные элементы со следующей чувствительностью, г/г: Li — 0,5; Be,

Sn — 1; Nb, Ta — 2; W, Mo, Cu — 3; Pb, B, Cs — 5; Rb, Zn — 10; F — 50.

Отражением процесса накопления рудных и редких элементов является закономерное изменение их содержания в одноименных минералах разных генераций или, что то же, между одноименными минералами порфировых вкрапленников и основной массы. Величина этого изменения обычно рассматривается как коэффициент накопления K_n . Его большая величина [1] свидетельствует об обогащении тем или иным элементом поздних продуктов, а низкая [1] — об отсутствии подобной тенденции.

Коэффициент накопления рудных и редких элементов в породообразующих минералах изверженных пород отражает разные стадии и интенсивность процессов дифференциации, протекавших или в глубинном магматическом очаге, или в конкретной камере остывания. Можно рассматривать пять вариантов вычисления K_n : а) между двумя одноименными минералами, принадлежащими гранитам разных фаз внедрения; б) между порфировыми вкрапленниками и стекловатой или фельзитовой основной массой эффузивов; в) между двумя одноименными минералами разных генераций в гранитах одной фазы внедрения; г) между двумя одноименными минералами, один из которых принадлежит граниту, другой — жильной породе, его сопровождающей (аплит, пегматит, кварцевая жила); д) между минералами порфировых вкрапленников и кристаллической основной массой интрузивных пород.

Рассмотрим некоторые значения величины K_n и их возможную металлогеническую интерпретацию.

а. Минералы разных фаз внедрения. Наблюдаемые отличия в величине K_n отражают интенсивность процессов дифференциации, происходящих в глубинной магматической камере. Приводимый ниже фактический материал фиксирует вполне определенную закономерность: у минералов из гранитоидов более поздних фаз внедрения, с которыми пространственно связаны рудопроявления того или иного элемента, величина K_n превышает вычисленное среднее. При этом имеют место два случая:

1. Минерал поздней фазы внедрения характеризуется не только бóльшим значением K_n , отражающим возросшую концентрацию рудного элемента в среде минералообразования, но и более высоким содержанием этого элемента по сравнению со средним содержанием, обычным для данного минерала. Последнее указывает на активную роль кристаллохимического фактора и мало благоприятно для образования элементом рудных концентраций.

2. Минерал поздней фазы внедрения имеет бóльшее значение K_n рудного элемента по сравнению с одноименным минералом ранней фазы и меньшее его содержание по сравнению со средним, характерным для данного минерала. Подобные соотноше-

ния наиболее благоприятны для образования элементов постмагматических концентраций.

Роговая обманка. Молибденовые рудопроявления в Джидинском районе генетически связаны с мезозойскими гранитами. Однако часть их, по мнению некоторых исследователей, может быть связана и с палеозойскими гранитоидами Джидинского комплекса. В последних, по данным З. И. Петровой [21], содержание Мо в амфиболе от пород I к III фазе увеличивается от 1,1 до 4,7 г/т, т. е. в 4,3 раза. При этом содержание Мо в позднем амфиболе из гранитов III фазы только в 1,4 раза превышает среднее, характерное для этого минерала. Подобное соотношение является обычным для минералов рудоносных гранитов.

В гранитах разных фаз Витошского плутона содержание У в роговой обманке при переходе от гранитов I к гранитам III фазы увеличивается от 13 до 200 г/т, т. е. K_n — 15,4 как следствие в граните III фазы появляются собственные иттриевые минералы [1].

Биотит. Биотиты II фазы вольфрамоносных гранитов Северо-Востока СССР [7] и Восточного Забайкалья [10] по сравнению с биотитом гранитов I фазы характеризуются высоким коэффициентом накопления W, равным 6—7, в 4,5 раза превышающим среднее. Кроме того, содержание W в биотите гранитов II фазы в два раза ниже среднего, что весьма благоприятно для образований собственных минералов вольфрама.

В биотитах из гранитов II фазы рудоносного массива Акчатау $K_n W = 7,0$, а для III фазы — 16,0, т. е. в 5 и 1,2 раза выше среднего (см. табл. 1). Эти содержания превышают средние значения содержания W в биотитах, что, по-видимому, объясняется микровключениями собственных минералов этого элемента, повсеместно встречающимися в гранитах III фазы.

Значительное накопление Sn и W наблюдается в поздних дифференциатах интрузий Кыринского комплекса (Восточное Забайкалье) [8]. Так, при переходе от биотита из гранитов главной фазы к биотитам из гранитов дополнительных интрузий содержание Sn в биотите увеличивается от 21 до 150 г/т, содержание W — от 0 до 7,5 г/т; K_n Sn и W высок и равен 7,5. При этом содержание W в биотите в два раза ниже среднего для этого минерала, а Sn — в два раза выше, вероятно, за счет микровключений касситерита.

Связь оловянного оруденения с гранитами рапакиви южной части Балтийского щита, помимо геолого-минералогических данных [13], подчеркивается также высокой степенью накопления Sn в биотите из гранитов поздних фаз: K_n Sn в биотите из гранитов II фазы равен 2,3, в биотите из гранитов III фазы — 7,7. Содержание Sn в биотите в последнем случае составляет 430 г/т, что значительно выше среднего [16] и также, по всей видимости, объясняется микровключениями касситерита.

В биотитах гранитов II фазы, сопровождающихся Ta—Nb-

минерализацией [10], K_n Nb и Ta составляет соответственно 2,9 и 2,8, т. е. он в полтора раза выше среднего. Примечательно, что содержание Nb и Ta в биотите составляет 70 г/т, т. е. ниже по сравнению со средним, вычисленным для биотита [15], в два раза для Nb и в пять раз для Ta.

В многофазном массиве Кигилях (Северо-Восток СССР) накопление Li и Cs в гранитах II фазы находит отражение не только в высоком K_n этих элементов в биотите из гранитов II фазы, который равен 9,5 и 6,7 соответственно, но и в появлении, по данным А. Д. Червинской, собственных аксессуарных минералов этих элементов — сподумена, амблигонита и поллуцита (?).

Среднее содержание F в биотитах из гранитов главной фазы Каракульского комплекса (Памир) составляет 3400 г/т, а в биотите из гранитов поздних фаз — 2200 г/т, т. е. уменьшается [14]. Это явное отклонение в режиме летучих, в частности фтора, что должно неблагоприятно сказываться на рудоносности гранитоидов поздних фаз.

Плаггиоклаз. Интересны данные, свидетельствующие о большей величине K_n бериллия в плагиоклазе из рудоносных многофазных гранитоидов Восточного Забайкалья [11]. В рудоносных гранитах Кукульбейтского комплекса плагиоклаз из биотит-амфиболитового гранита I фазы содержит 5,3 г/т Be, а из биотитового гранита II фазы — 21,0 г/т, $K_n=4$. В нерудоносных гранитах Джидинского комплекса содержание Be в плагиоклазе гранитоидов I и II фазы составляют соответственно 1,8 и 2,5 г/т, а $K_n=1,4$, т. е. меньше. В первом случае содержание Be в плагиоклазе из гранитов II фазы в 1,5 раза выше среднего, во втором — в шесть раз ниже.

В плагиоклазе из гранитов II фазы молибденоносного Западно-Иультинского массива [7] K_n Mo=5,7, или в три раза выше среднего (табл. 2), а содержание Mo в самом плагиоклазе — 4,7 г/т — в два раза выше среднего.

До 3,0 и 3,4 увеличивается значение K_n для W в плагиоклазе из гранитов III фазы массива Куу и Кызылтау, с которыми связана W—Mo-минерализация. Содержание W в плагиоклазе этих гранитоидов в три раза превышает среднее, следствием чего является увеличение, но незначительное, аксессуарных минералов вольфрама в гранитах III фазы.

Калиевый полевой шпат. В калиевом полевоом шпате гранитов II фазы Джидинского комплекса [21] K_n Mo=3, это в 2,5 раза превышает среднее (табл. 2) и может указывать на причастность верхнепалеозойских гранитоидов к развитию здесь молибденовому оруденению, тем более что содержание Mo в калиевом полевоом шпате в два раза ниже среднего. Равным образом в калиевом полевоом шпате из гранитов II фазы вольфрамоносных гранитов Акчатау $K_n=8$, а его содержание — 4 г/т [18], что только в 1,6 раза выше среднего для этого минерала.

Калиевый полевой шпат гранитов III фазы Биту-Джидинского массива, где отмечена Ta—Nb-минерализация [10], содержит в четыре раза больше Nb и Ta, чем калиевый полевой шпат гранитов I фазы, причем содержание этих элементов в калиевом шпате в два раза выше среднего.

В гранитах бериллоносных интрузивов в калиевом полево-м шпате из гранитов III фазы K_n Be достигает 4,6, а содержание в нем Be только в 1,5 раза превышает среднее, что при такой степени накопления Be благоприятствует образованию его собственных минералов.

Лейкократовые граниты II фазы Холдерминского массива (Восточные Саяны) сопровождаются метасоматическими образованиями с редкометальными минералами [19]. Одновременно и в калиевом полево-м шпате из этих гранитов устанавливают превышающие средние значения K_n : для Be —6,2, Sn —6,0, Mo—1,9, Pb —2,1.

Следует, однако, отметить, что подобное увеличение K_n наблюдается не всегда. Например, в калиевом полево-м шпате гранитов II фазы медно-молибденового месторождения Каджаран K_n Mo=0,5.

К в а р ц. Для кварца из гранитов II фазы многофазных массивов характерна высокая степень накопления: в Улканском массиве — W ($K_n=5,0$), гранитах Кузнецкого Алатау — U (K_n X=5,5). В кварце из гранитов II фазы вольфрамоносного массива Акчатау (Казахстан) или молибденоносных гранитов Джидинского массива (Забайкалье) содержание W и Mo увеличивается вдвое по сравнению с содержанием этих элементов в кварце из гранитов I фазы.

Ц и р к о н. В гранитоидах Коростенского плутона (Украина) коэффициенты накопления Nb и Ta в цирконе из гранитов II субфазы составляют соответственно 1,5 и 3,5, а в цирконе из гранитов II субфазы Южно-Кальчикского массива — 0,9 и 1,5. Большая степень накопления Nb и Ta в первом случае выражается в широком распространении акцессорных тантало-ниобатов среди метасоматически измененных гранитов Коростенского плутона [17].

б. М и н е р а л ы э ф ф у з и в н ы х п о р о д. Величина коэффициента накопления редких и рудных элементов в основной массе эффузивных пород по сравнению с порфиоровыми вкрапленниками также показывает наличие или отсутствие тенденции этих элементов накапливаться в основной массе этих пород. Значительные в промышленном отношении скопления минералов редких элементов в измененных эффузивах делают подобное изучение особенно интересным.

Следует отметить, что распределение рудных и редких элементов между интрателлурическими вкрапленниками эффузивных пород и основной массой фиксирует масштабы геохимической дифференциации, начавшейся в глубинной магматической

камере. В условиях быстрого остывания указанных пород кристаллизационная дифференциация существенной роли уже не играла и только удаление этих элементов вместе с летучими в окружающую среду могло существенно нарушить первоначальный характер такого распределения.

Таблица 3. Содержание* и средние значения коэффициента накопления K_n рудных и редких элементов в субэффузивных породах Тырнауза

Элемент	Липарит			Витроандезит		
	Санидин	Фельзитовая основная масса	K_n	Плагиоклаз	Стекловатая основная масса	K_n
W	0,7	0,7	1,0	1,5	2,8	1,9
Mo	1,2	2,2	1,8	1,6	1,8	1,1
Sp	5,0	11,0	4,2	4,0	10,0	2,5
Zn	50,0	43,0	0,9	10,0	20,0	2,0
Pb	104,0	54,0	0,5			
Cu	39,5	13,5	0,3	8,0	13,0	1,6
Sc	0,7	4,3	6,0	н/о	2,3	
Nb	4,9	12,6	2,6	12,0	12,0	1,0
Ta	0,3	2,1	7,0	0,7	1,4	2,0
Rb	270,0	170,0	0,6	60,0	220,0	3,7
Cs	3,5	11,0	3,1	7,0	28,0	4,0
F	245,0	950,0	4,0	400,0	460,0	1,2
Sr	350,0	180,0	0,5	850,0	120,0	0,1

* Здесь и в табл. 4, 5 содержание, г/т. Н/О — не определялось.

Выяснение характера распределения рудных и редких элементов между порфиоровыми вкрапленниками санидина и основной массой — липаритов Тырнауза показало отсутствие накопления в последней большинства рудных элементов (W, Zn, Pb, Cu) K_n увеличивается в два-три, а Sc и Ta даже в шесть-семь раз (табл. 3). Однако отсутствие сопутствующего увеличения содержания акцессорных минералов данных элементов позволяет считать, что в условиях быстрой кристаллизации эти элементы не могли образовать собственные минералы и оказались рассеянными в фельзитовой основной массе названных пород. В то же время, несмотря на отсутствие накопления рудных элементов, их минералы нередко присутствуют в липаритах в значительном количестве, что позволяет предполагать вторичную, наложенную природу большей их части.

Изучение величины K_n ряда рудных и редких элементов в стекле по отношению к плагиоклазу, преобладающему среди порфиоровых вкрапленников витроандезита, слагающего жилу в липаритах (Северный Кавказ), позволило установить, что при кристаллизации липарита такие элементы, как Mo, Nb, F, отчасти Be, распределялись приблизительно поровну между порфи-

ровыми вкрапленниками плагиоклаза и стеклом. Последнее значительно обогащено по сравнению с плагиоклазом W, Sn, Zn, Cu, Ta, Li и особенно Rb и Cs, содержание которых увеличивается в четыре раза. В отношении этих элементов рудогенерирующая способность магмы проявилась наиболее полно — в стекле встречаются и собственные минералы этих элементов, в частности касцит и сподумен [16].

Величина K_n показывает определенные различия между липаритами и стекловатыми породами: в липаритах в основной массе накапливаются преимущественно редкие элементы, в стекле витроандезитов — рудные (табл. 3). Интересно, что степень накопления элементов в основной массе обратно пропорциональна их содержанию в породе: липариты обогащены рудными элементами, а в основной массе концентрируются редкие; в витроандезите содержится больше редких элементов, а основная масса обогащена рудными. Это следствие различной степени отторжения рудных и редких элементов породообразующими минералами субэффузивных пород, а результат — большее содержание рудных элементов в минералах липаритов, редких — в порфириновых минералах стекловатых пород.

Главные элементы месторождений — W и Mo — незначительно накапливаются в основной массе субэффузивных пород. Это позволяет говорить о слабо проявленной рудогенерирующей способности липаритов в отношении W, а витроандезитов — в отношении Mo. В то же время среднее значение коэффициента накопления других рудных элементов в основной массе субэффузивных пород значительно выше и составляет 2,5 — 4,2 для Sn и 2,0 для Bi. Именно эти элементы образуют олово-висмутовое рудопроявление на контакте липаритов с известняками.

в. Минералы разных генераций. В особенностях их состава отражена разная степень накопления рудных и редких элементов в процессе кристаллизации конкретного объема гранитной магмы, из которой впоследствии формируется гранитный массив.

При использовании минералов разных генераций, и в первую очередь минералов основной массы и порфириновых вкрапленников, надо быть уверенным, что последние не являются порфиробластами, т. е. образованиями более поздними. Величины K_n в этом случае значительно изменяются. В порфиробластах калиевого полевого шпата из гранитов Северо-Восточной Монголии, например, содержится больше рубидия, чем в калиевом полевым шпате основной массы [2], в то время как порфириновые кристаллы содержат меньше Rb, чем калиевый полевой шпат основной массы. Это же относится и к таким элементам, как W, Mo, Be и др.

В гранитах, с которыми связана бериллиевая минерализация, калиевые шпаты основной массы содержат бериллия в два раза больше, чем порфириновые, что свидетельствует о значительном

накоплении этого элемента к поздним стадиям кристаллизации. В поздних генерациях калиевых полевых шпатов из гранитов Амуджикано-Сретенского комплекса значительно, в два-десять раз, увеличивается содержание цезия [3], что позволяет предполагать наличие редкометаллических пегматитов. Действительно, в редкометаллических пегматитах K_n редких щелочей в поздней генерации микроклина составляют: Li—1,7, Rb—2,3 [4], т. е. выше вычисленных средних, что подтверждает индикаторную достоверность величины коэффициента накопления.

Аналогичные наблюдения были проведены и для аксессуарных минералов. Так, в неоловоносных гранитах Джидинского комплекса сфены ранней генерации содержат олова в 1,5 раза больше (425 г/т), чем сфены поздней генерации (277 г/т) [20].

Применимость K_n при оценке возможной рудоносности гранитов была проверена на примере эльджуртинского порфирировидного гранита, с которым связывают вольфрамо-молибденное месторождение Тырнауза. Анализ породообразующих минералов не показал существенного накопления большинства рудных и редких элементов в их поздних генерациях (табл. 4). Особенно четко отсутствие тенденции к отторжению редких элементов видно на ранних этапах кристаллизации (биотит), так как для всех определяемых элементов величина K_n для биотита меньше или равна 1. В стадию главной кристаллизации (плаггиоклаз) эта тенденция в значительной мере проявилась только для фтора $K_n=2,1$ и в меньшей мере — для свинца и олова ($K_n=1,5—1,3$). В стадию поздней кристаллизации (калиевый полевой шпат) она несколько выражена только для рубидия (см. табл. 3).

Таким образом, при отсутствии накопления рудных и редких элементов, особенно W и Mo, в породообразующих минералах поздней генерации эльджуртинский гранит не имеет черт, присущих рудоносным гранитам. Отсутствие накопления W и Mo на поздних этапах кристаллизации подтверждается и геохимическими особенностями кварца эльджуртинского гранита — минерала, самого позднего по времени выделения, который содержит меньше этих элементов по сравнению со средним, установленным для кварца из гранитов Советского Союза [15].

г. Минералы жильных пород. Особенности содержания в них рудных и редких элементов отражают степень процессов дифференциации, происходивших в гранитной магме, кристаллизация которой приводит к формированию конкретных гранитных массивов.

Б и о т и т. В биотитах из аплитов оловоносного массива Ын-ных-Хаяна $K_n \text{ Sn}=2,8$, т. е. в два раза выше среднего. В два раза выше среднего и коэффициент накопления Be в биотите из пегматитов рудоносного гранита Акчатау, где он равен 3,4.

Плагиоклаз. Плагиоклазы из аплитов массива Майтаса (Казахстан), с которым пространственно связана W—Мо-минерализация, содержат W в пять раз больше, чем плагиоклаз

Таблица 4. Средние содержания редких и рудных элементов в минералах порфировых выделений (1) и основной массы (2) гранитоидов Эльджуртинского массива (Северный Кавказ) и величины их K_H

Элементы	Биотит			Плагиоклаз			Калиевый полевой шпат		
	1 (2)	2 (2)	K_H	1 (10)	2 (7)	K_H	1 (8)	2 (8)	K_H
W				0,7	0,7	1,0	0,8	0,8	1,0
Mo	3,5	3,0	0,9	1,0	0,8	0,8	0,9	1,0	1,1
Sp	62,0	57,5	0,9	5,5	7,0	1,3	5,5	5,5	1,0
Cu	39,0	32,0	0,8	41,0	20,0	0,5	17,2	18,0	1,0
Zn	650,0	540,0	0,8						
Pb	28,0	27,0	1,0	26,1	38,8	1,5	63,6	60,0	0,9
Rb							425,0	595,0	1,4
Cs	170,0	170,0	1,0						
F	5250,0	3600,0	0,7	113,0	253,0	2,1	100,0	100,0	1,0
B				14,0	13,0	0,9	9,3	10,6	1,1

материнских гранитоидов. Это находит отражение и в высоком содержании в них шеелита, которое равно 3,8 г/т.

В плагиоклазе аплитов, сопровождающих рудоносные граниты Восточного Коунрада K_H W и Mo составляет соответственно 4 и 2, причем само содержание этих элементов в плагиоклазе ниже среднего.

Плагиоклаз пегматитов массива Акчатау, с которым связано W-оруденение, содержит в 20 раз больше W и в 900 раз больше Mo, чем плагиоклаз материнских гранитов. Такая большая величина K_H несомненно объясняется наличием микровключений собственных минералов этих элементов. В частности, содержание молибденита в указанных пегматитах составляет 6,5 г/т, а повеллита — 26,1 г/т.

Плагиоклаз из кварцево-полевошпатовых жил Шилово-Коновского массива, где отмечено W-оруденение, содержит по сравнению с плагиоклазом гранита в 31 раз больше W, что отчасти связано с микровключениями обильного в этих жилах гюбнерита (7293 г/т).

Калиевый полевой шпат. В калиевом полевошпате из аплитов ряда гранитных массивов Восточного Забайкалья [3] наблюдается накопление Be ($K_H=2,4$) и особенно Cs ($K_H=8,7-9,4$). Например, в калиевом полевошпате из пегматитов Сретенского массива значение K_H Pb, Rb, Cs поднимается соответственно до 6,9, 6,8 и 160,0.

Таблица 5. Связь величины коэффициента накопления K_n Мо и W в комплексе с содержанием в них собственных минералов этих элементов

Порода	Массив	Рудоносность	Определяемый элемент	Анализируемый минерал	K_n
»	Акчатау		W	»	1,4
»	Майтас	W, Мо	W	»	2,1
»	Каркаралинск	Б/р	W	»	1,0
Пегматит	Жаманкарабас	Б/р	Мо	»	1,0
»	Бектау-Ата	Б/р	Мо	»	5,7
»	Акчатау	W	Мо	»	2,5
»	Майтас	W, Мо	Мо	»	1,0
»	Жаманкарабас	Б/р	F	Калиевый полевой шпат	0,8
»	Шалтас		F		»
»	Акчатау	Б/р	F	»	3,0
»	Майтас	W, Мо	F	»	1,4
»				Плагноклаз	1,0
Аплит	Жаманкарабас	Б/р	W	»	1,0
»	Шалтас	Б/р	W	»	1,0
»	Каркаралинск	Б/р	W	»	5,1
»	Майтас	W, Мо	W	»	
»	Вост. Коунрад	W, Мо	W	»	4,0

* Б/р—безрудный

То же можно сказать и о калиевом полевоом шпате из пегматитов гранитного массива Акчатау, в котором K_n Мо поднимается до 240, а F — до 3,0. И хотя месторождения Мо из гранитов этого массива неизвестны, большая степень накопления Мо и Fe отражается в образовании значительных количеств акцессорного флюорита — 5976,3 г/т, молибденита — 6,5 г/т и повеллита — 21,6 г/т. Подобная закономерность наблюдается, правда, не всегда. В калиевом полевоом шпате из аплитов чаще всего отмечают накопление Be и Cs, из рудных элементов — Pb; из пегматитов — Be, F, Mo, Sn, Pb.

Кварц. В кварце из кварцевых жил, судя по полученным

породообразующих минералах жильных гранитоидов Акчатауского

Содержание в минерале, г/т		Содержание акцессорных минералов, г/т	
частное (для минерала данного массива)	среднее (для данного минерала из гранитов СССР)	частное (в данном массиве)	среднее (в данном типе пород)
0,7	2,3	Вольфрамит—0,02	Шеелит—80,6
1,0	2,3	Шеелит—4,5	Вольфрамит—429,1
1,5	2,3	Вольфрамит—562,7	»
		Шеелит—1,9	»
0,7	2,3	Вольфрамит—1571,0	»
		—	»
0,4	1,2	—	Молибденит—1,0
		—	Повеллит—0,03
3,4	1,2	Молибденит—1,7	»
		Повеллит—238,6	»
1,0	1,2	Молибденит—0,3	»
		Повеллит—0,9	»
0,4	1,2	Молибденит—0,3	»
		Повеллит—693,2	»
410,0	218,0	Флюорит—0,2	Флюорит—1208,0
560,0	218,5	Флюорит—0,4	»
2200,0	218,5	Флюорит—5976,3	»
1100,0	218,5	Флюорит—3310,0	»
0,7	2,5	Шеелит—4,3	Шеелит—2,8
		Вольфрамит—	Вольфрамит—1,5
0,7	2,5	Шеелит—1,3	»
		Вольфрамит—	»
0,7	2,5	—	»
3,6	2,5	Шеелит—3,8	»
		Вольфрамит—25,8	»
2,8	2,5	—	»
		—	»

данным, обычно накапливаются Cu, Be, W (см. табл. 2). В кварце из кварцевых жил массива Майтаса, с которым ассоциирует W—Mo=минерализация, значительно увеличивается количество Мо и его $K_n=12,8$, а в Кочкарском массиве — Cu ($K_n=3,8$). Содержания акцессорных минералов этих элементов составляют тут соответственно: повеллита — 693 г/т, халькопирита — 22 г/т.

В кварце из пегматитовых жил накапливаются Pb, Sn, Mo, Zn, Be, в кварце из аплитов и пегматитов Кочкарского массива — Sn ($K_n=13,3$ и 6,6). Это приводит к появлению в этих жилах — касситерита, однако значительных скоплений этого минерала не обнаружено.

З а к л ю ч е н и е. Приведенный материал свидетельствует о том, что для минералов гранитных массивов, в пространственной связи с которыми известны редкометалльные месторождения или рудопроявления, характерна значительная величина K_n рудного или редкого элемента в минералах, более поздних по времени выделения обычно в 1,5—2 и более раз превышающая вычисленное среднее (см. табл. 1,2). Поэтому величина коэффициента накопления с успехом может быть использована для суждения о степени рудогенерирующей способности магмы, так как она отражает наиболее важную тенденцию элемента — накапливаться в остаточном расплаве или рассеиваться в кристаллических решетках ранее выделившихся минералов.

Естественно, что устанавливать степень рудогенерирующей способности гранита на определенные элементы лучше всего по тем минералам, которые являются носителями данного элемента, например Be, W, Mo в плагиоклазе, Pb, U, Mo в калиевом полевоом шпате, Sn, Nb, Ta в биотите и т. п.

Весьма важно соответствие между степенью накопления рудного или редкого элемента и количеством собственных минералов этого элемента. Полученный материал свидетельствует о том, что в большинстве случаев наблюдается прямая связь между величиной K_n рудного элемента и количеством аксессуарных минералов этого же элемента, что, в свою очередь, подчеркивает индикаторную достоверность K_n . Возьмем для примера хорошо изученные минералы из гранитоидов Акчатауского комплекса и сопровождающих их жильных пород. Из данных табл. 5 следует, что при использовании особенностей состава породообразующих или аксессуарных минералов важно установить связь между величиной K_n рудного элемента в минерале и его содержанием в минерале, которое может быть больше или меньше среднего, а также между величиной K_n рудного элемента в минерале и количеством аксессуарного минерала данного элемента, которое может быть больше или меньше среднего.

Наиболее достоверным признаком рудогенерирующей способности гранитной магмы является большое значение K_n в минерале, превышающее его среднее значение при одновременно более низком, чем среднее содержание элемента в минерале, указывающим на ограниченную роль кристаллохимического рассеяния. Следствие последнего — появление собственных минералов данного элемента в количестве выше среднего, что отражает повышенную рудогенерирующую способность магмы, т. е. ее способность отторгать рудные и редкие элементы от главной массы кристаллизующейся породы, вызывая тем самым их концентрацию, приводящую к образованию собственных минералов.

Список литературы. 1. Алексеев Е. И. К вопросу о разделении редкоземельных элементов в магматическом процессе.— В кн.: Проблемы геологии. Юбилейный сборник, посвященный семидесятилетию акад. А. П. Виноградова. М., «Наука», 1965, с. 369—377. 2. Антипин В. С., Кузьмин М. И.,

Смирнов В. Н. Порфиروبластические щелочные полевые шпаты в мезозойских гранитоидах северо-восточной Монголии.— В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск, Кн. изд-во, 1972, с. 139—147.

3. Антипин В. С. и др. О генезисе калиевых полевых шпатов в мезозойских порфиридных гранитоидах Восточного Забайкалья.— «Геохимия», 1969, № 6, с. 598—707. 4. Гордиенко В. В., Жукова И. А. К геохимии лития, рубидия и цезия в редкометальных гранитных пегматитах.— «Минералогия и геохимия», 1968, вып. 3, с. 104—121. 5. Дунин-Барковская Э. А., Айзенштадт В. И. К распределению Bi, As, Sb и Sn в некоторых гранитоидных интрузивах и породообразующих минералах Чаткало-Кураминских гор.— «Зап. Узб. отд. Всесоюз. минералог. о-ва», 1974, вып. 27, с. 77—84. 6. Зеленко И. Г. Получение мономинеральных фракций минералов близкого удельного веса.— В сб.: Аксессуары минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов (Труды совещания, проведенного Лабораторией аксессуарных минералов ИМГРЭ 20—23 ноября 1965 г.). М., 1968 (1969), с. 334—339.

7. Иванов В. С., Левашев Г. Б., Грешицева А. П. К вопросу о геохимической специализации Иульгинских гранитоидов (Центральная Чукотка).— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса (Материалы науч. сессии, посвященной 10-летию Дальневосточного геол. ин-та). Владивосток, Изд-во АН СССР, 1970, с. 178—180.

8. Козлов В. Д., Сводковская Л. Н. Геохимия и рудоносность гранитоидов Южно-Даурского свода (Центральное Забайкалье).— В кн.: Редкоземельные оруденения гранитоидов Забайкалья.— «Зап. Забайкальск. филиала геогр. о-ва СССР», 1972, вып. 82, с. 58—74. 9. Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов.— В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 7—24. 10. Косалс Я. А., Мазуров М. П. Поведение молибдена, вольфрама, олова, ниобия и тантала в процессе становления Биту-Джидинского гранитного массива (Ю.-З. Прибайкалье).— «Геохимия», 1970, № 6, с. 731—744. 11. Косалс Я. А. и др. Закономерности распределения бериллия в плаггиоклазах гранитоидов.— «Геохимия», 1973, № 7, с. 998—1012. 12. Крылов Е. И. Оловоносность гранитоидов Западного Узбекистана.— «Геохимия», 1973, № 8, с. 1145—1152. 13. Лугов С. Ф. и др. Геологоструктурные особенности южной части Балтийского щита и перспективы поисков оловянных и вольфрамовых руд.— «Советская геология», 1969, № 4, с. 36—45. 14. Лутков В. С. Злобин Ю. Г., Скаксырская Л. П. К геохимии бора и фтора в гранитоидах Северного Памира.— «Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук», 1973, № 3 (49), с. 77—84. 15. Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М., «Недра», 1972, 199 с. 16. Ляхович В. В. Распределение редких элементов между порфиrowыми вкрапленниками и стекловатой основной массой витроандезита.— «Геохимия», 1972, № 10, с. 1168—1176. 17. Марченко Е. Я. и др. Об отношении Nb:Ta в аксессуарном цирконе, генетически связанных серий гранитоидов (на примере докембрия Украины).— «Минералог. сб.», 1974, вып. 2, с. 28—32. 18. Митрофановская С. Н. Петрохимические и геохимические особенности редкометальных гранитов массива Акчатау. Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1970, 20 с. 19. Морозов Л. Н. Петрохимические особенности щелочных и субщелочных гранитоидов Восточного Саяна.— В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М., «Наука», 1972, с. 250—296. 20. Петрова З. И. Петрохимия и некоторые геохимические особенности палеозойских гранитоидов Джидинского интрузивного комплекса (Западное Забайкалье).— В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1965, с. 48—76. 21. Петрова З. И. Петролого-геохимическая характеристика Джидинского интрузивного комплекса.— В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М., «Наука», 1972, с. 5—47.

COEFFICIENT OF ORE- AND RARE-ELEMENTS
ENRICHMENT IN MINERALS

Minerals of granite massives with rare-metals deposits have coefficients of rare-elements enrichment 1,5—2 and more in comparison with average for granites without ores.

That's why this coefficient can be used for evaluation of ore-generating ability of granites.

В. Ю. ИЩЕНКО, ст. геофизик (трест «Киевгеология»),
Ю. Б. КРАВЧЕНКО, канд. геол.-мин. наук (Мингео УССР),
Э. Я. ОСТРОВСКИЙ, д-р техн. наук, А. М. ПОРТНОВ, канд. геол.-мин. наук
(Всесоюзный институт минерального сырья),
А. В. ТЕСЛЕНКО, нач. аэрогеофизической партии (Трест «Киевгеология»)

**ИНДИКАЦИЯ ПРОДУКТИВНЫХ ЗОН РУДНОГО ПОЛЯ
АЭРОГЕОХИМИЧЕСКИМИ АНОМАЛИЯМИ**

Ранее было показано [2], что аэрогаммаспектрометрический метод (АГСМ) может успешно применяться для обнаружения рудной минерализации, связанной с зонами калиевого щелочного метасоматоза в эффузивах и вулканогенных структурах.

Эти данные послужили основанием для проведения АГСМ-исследований в пределах территории, сложенной вулканогенными образованиями, в частности на площади хорошо изученного рудного поля золото-полиметаллического месторождения.

Исследуемое рудное поле приурочено к крупной кальдерной структуре и локализовано среди плагиолипаритовых туфов тортонского и нижнесарматского возраста. Формирование рудных тел сопровождалось интенсивной гидротермальной деятельностью с метасоматической переработкой туфов, причем наиболее четкая зависимость проявлена между оруденением и адуляризацией.

Зоны интенсивной адуляризации (более 40% адуляра) мощностью до 10 м протягиваются вдоль рудных жил. В свою очередь адуляриты окружены умеренно и слабо адуляризованными туфами; ореол адуляризации прослеживается на 150—200 м от рудных тел.

В ряде случаев отмечен переход адуляризованных туфов в кварц-гидрослюдистые породы; на глубине адуляриты сменяются кварц-альбитовыми метасоматитами. В тектонических зонах ведущую роль нередко играют алунитизация, каолинизация и окварцевание туфов.

Таким образом, плагиолипаритовые туфы на нижних горизонтах месторождения замещены кварц-альбитовой фацией формации вторичных кварцитов, последовательно сменяющейся на более высоких горизонтах кварц-адуляровой и гидрослюдистой

фациями. На верхних горизонтах в отдельных блоках проявлены зоны кислотного метасоматоза — кварц-каолиновая, кварц-алунитовая и монокварцевая фации вторичных кварцитов. Мощность зон алунизации достигает 100 м.

Данные о распределении калия, тория, урана и радия приведены ниже (анализы проведены ядерно-физическим методом на четырехкомпонентном анализаторе «Лаура»):

	U, 10^{-4} %	Ra(у.е U), 10^{-4} %	Th, 10^{-4} %	K, вес %	Число анализов
Липариты	6,0	4,0	14,0	3,0	10
Адуляриты	6,0	5,0	8,0	6,0	12

Из этих данных следует, что на фоне сравнительно высокого (3—3,5%) содержания калия в пирокластических эффузивах липаритового состава и повышенного содержания в этих породах тория ($14 \cdot 10^{-4}$ %) зоны адуляризации характеризуются заметным привнесением калия (до 6—8%) и выносом тория (8×10^{-4} %).

Съемка проводилась маршрутами через 100 м с кодовым аэрогаммаспектрометром АСГ-5К, установленным на борту вертолета на высоте 50—70 м. Интенсивность поля радиоактивного излучения горных пород измерялась в трех неперекрывающихся энергетических интервалах спектра, соответствующих монохроматическим линиям, МэВ: 1,46; 1,76 и 2,62, т. е. линиям излучения изотопов калия, урана и тория. В качестве преобразователей использовались два спектрометрических сцинтилляционных монокристалла NaI(Tl) размером 200×150 мм, совмещенные с фотоумножителем ФЭУ-49.

Световые вспышки (сцинтилляции) различной интенсивности, возникающие в кристалле в результате взаимодействия гамма-квантов различных энергий с веществом кристалла, преобразуются на выходе ФЭУ в поток электрических импульсов с амплитудой, соответствующей интенсивности вспышки.

После амплитудной селекции на трех дифференциальных каналах (ДК) выходная информация представляется в аналоговом виде на диаграммной ленте и кодовой на перфоленте с помощью перфоратора ПЛ-20-2. В аналоговом виде регистрируется скорость счета импульсов, прошедших за 1 с ториевый, урановый и калиевый дифференциальные каналы, интегральная радиоактивность и относительная высота полета.

В кодовом виде регистрируются те же данные (кроме интегрального счета), которые затем обрабатываются по алгоритму «Аэропоиск-2» на ЭВМ «Минск-32».

В соответствии с алгоритмом набор дискретных отсчетов подлжит итерационному сглаживанию [3]. После этой операции из

сглаженных величин (скоростей счета в ДК) впечатывали значения интенсивности остаточного фона в каждом ДК (интенсивность космического излучения плюс радиоактивное загрязнение самолета в измеряемой энергетическом интервале), затем решали систему линейных уравнений для определения «чистых» эффектов «тория», «урана», «калия» и, наконец, результаты решения системы уравнения приводили к уровню поверхности Земли путем умножения на стандартные коэффициенты приведения. Помимо измерительной «Аэропоиск-2» включает содержательную часть, в которую входит выделение аномалий измеряемого поля через статистическое и геохимическое противопоставление каждой измеренной совокупности (Th, U, K), типовой фоновой совокупности. Статистическое противопоставление определяет вероятность принадлежности данной трехмерной совокупности фону и выражается через длину вектора «малой вероятности» $P(\rho)$. Чем больше длина вектора, тем меньше вероятность принадлежности фону, тем ближе результат измерения к аналогии. Практически, начиная с $P(\rho)$, равного 0,9 и выше, измерения аномальны.

Геохимическое противопоставление определяет степень разрыва положительной корреляции между Th и K, существующей в фоне, при условии когда один из элементов увеличивается над средним фоновым уровнем на величину, равную (или больше) стандарту этой составляющей (σ_i) в фоновой выборке.

Интенсивность разрыва положительной корреляции между Th и K оценивается функцией доминантности (1):

$$D_j = d_j l^{\frac{1-x}{2}}, \quad (1)$$

где j — Th и K.

$$d_j = \left| \frac{Th_i - \overline{Th}}{\sigma_{\overline{Th}}} - \frac{K_i - \overline{K}}{\sigma_{\overline{K}}} \right|. \quad (2)$$

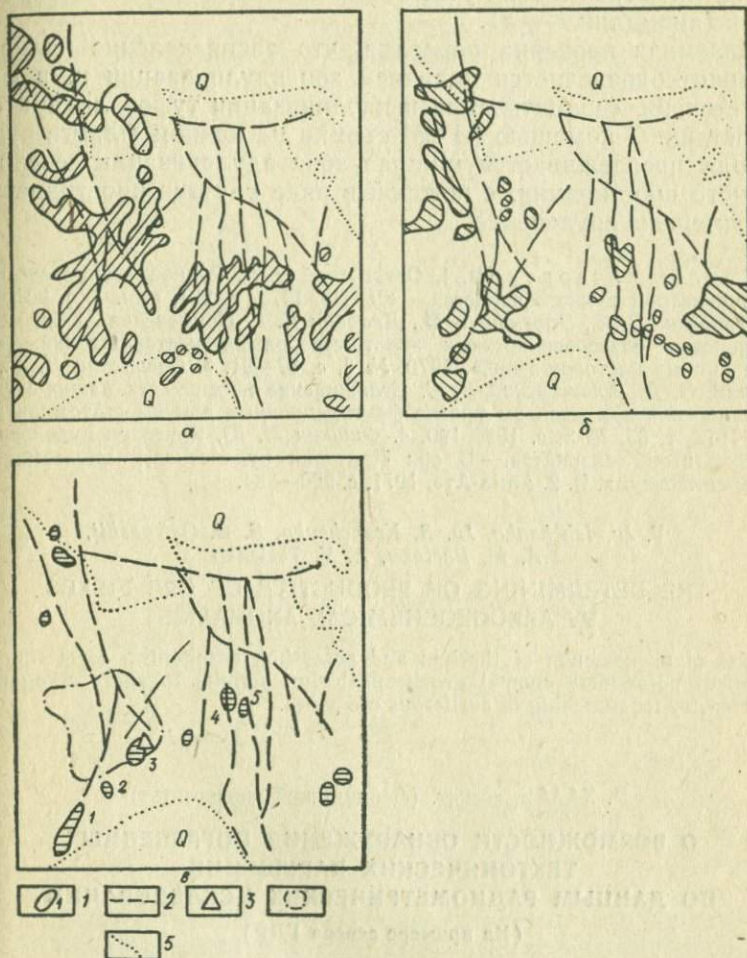
Здесь Th_i — интенсивность Th-составляющей спектра в i -точке наблюдения; \overline{Th} — среднее значение интенсивности Th-составляющей фоновой выборки; $\sigma_{\overline{Th}}$ — стандарт Th-составляющей фоновой выборки. Аналогичные обозначения для второго слагаемого формулы (2). В формуле (1) x — значение меньшего из двух слагаемых формулы (2).

Характерно, что ослабление положительной корреляции между торием и калием, индуцируемое возрастанием ториевой (D_{Th}) или калиевой (D_K) доминанты, отражает, как правило, наличие зон гидротермальных изменений типа альбитизации, грейзенизации — ториевая доминанта, или калиевый щелочной метасоматоз (наиболее ярко — адуляризация) — калиевая доминанта.

На рисунке показаны карты распределения по площади рудного поля основных индикаторных параметров. Значительная площадь — северо-восточная часть — закрыта мощным чехлом

рыхлых отложений, что исключило в ее пределах возможность получения АСГМ-информации, необходимой для индикации наложенных рудных процессов.

Из карты распределения тория и калия следует, что исследо-



Результаты АГСМ-съёмки рудного поля:

a, б — карты аномалий ториевой (*a*) и калиевой (*б*) составляющих спектра и карта (*в*) распределения доминанты калия D_K . 1 — Контуры аномалий, 2 — тектонические нарушения, 3 — золоторудное рудопроявление, 4 — контур свинцово-цинковой и барит-свинцово-цинковой гидротермальной, жильной вулканогенной барит-галенитсфалеритовой формации с золотом и серебром, 5 — контур экранирующего чехла.

ванная площадь довольно однородна по характеру распределения ториевой составляющей и заметно более неоднородна по характеру распределения калиевой составляющей. В южной и

северо-западной частях площади калиевая компонента спектра имеет тенденцию к сгущению в локальные максимумы.

Интенсивные калиевые доминанты, совпадающие со значениями $P(\rho) > 0,9$, отчетливо выделяются на юге данной площади, протягиваясь в виде узкой полосы северо-восточного простирания (аномалии 1 — 5).

Наземная проверка показала, что распределение калиевых доминант определяется наличием зон адуляризации и, в меньшей степени, серицитизации и каолинизации туфов липаритового состава. С помощью АГСМ-съемки на южном фланге рудного поля прослеживается мощная зона адуляризации северо-восточного простирания, с которой в ряде случаев пространственно совмещено оруденение.

Список литературы. 1. *Островский Э. Я.* Радиоактивные аномалии как индикаторы рудного процесса.— «ДАН», 1975, т. 221, вып. 1, с. 201—204. 2. *Островский Э. Я., Портнов А. М., Дробкин И. Е.* Применение АГСМ-метода при поисках близповерхностных золото-серебряных месторождений.— «Геология рудных месторождений», 1970, № 5, с. 87—91. 3. *Савинский И. Д., Островский Э. Я., Блащинский В. С.* Сглаживание профильных радиометрических измерений при высоком уровне флуктуационных помех.— «Атомная энергия», 1973, т. 35, № 3, с. 189—190. 4. *Фишкин М. Ю.* Критерии рудоносности метасоматитов Закарпатья.— В сб.: Критерии рудоносности метасоматитов. Труды симпозиума. Ч. 2. Алма-Ата, 1971, с. 220—234.

*V. Ju. Ishchenko, Ju. B. Kravchenko, E. G. Ostrovskij,
A. M. Portnov, A. V. Teslenko*

THE DETERMINING OF PRODUCTIVE OF ORE FIELDS BY AEROGEOCHEMICAL ANOMALIES

Use of phenomenon of thorium and potassium antagonism for forming of «dominant potassium» anomal geochemical sign permits to apply aerogamma-spectrometry for searching of auriferous ore zones.

Р. ХААЗЕ, ассист. (Лейпцигский университет)

О ВОЗМОЖНОСТИ ОБНАРУЖЕНИЯ ПОГРЕБЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ ПО ДАННЫМ РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (На примере севера ГДР)

Известно, что тектонические нарушения способствуют миграции радиоактивных эманаций, и это служит основанием для применения эманационного метода обнаружения и прослеживания таких нарушений. Однако использование данного метода эффективно только в том случае, когда тектонические нарушения выходят на дневную поверхность или перекрыты маломощными наносами. Небольшая величина периода полураспада радона (3,825 дня) и других радиоактивных эманаций является препятствием миграции эманаций с больших глубин. Г. Фоглер

показал, что повышение концентрации эманации Ra над тектоническими нарушениями — это результат миграции не только радона, но и других продуктов распада ряда урана — радия. Р. Лаутербах предложил новый принцип доказательства наличия тектонических нарушений, в основе которого лежит изучение концентраций продуктов распада радия (по RaC) в почвах горных пород с помощью гамма-спектрометрической установки.

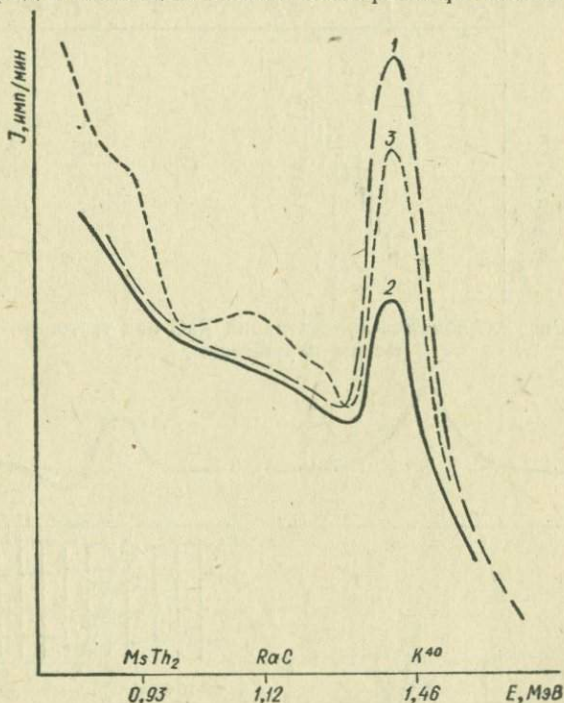


Рис. 1. Графики гамма-спектров:

1 — эталон K_2O , 2 — нуль-эффект, 3 — почвенная проба с относительной концентрацией RaC, 5 ед.

Под руководством Р. Лаутербаха коллектив сотрудников Лейпцигского университета в ГДР подобные исследования проводил в ряде районов. При этом была доказана возможность обнаружения и прослеживания тектонических нарушений под наносами и разработаны методические основы полевых работ, анализа проб, обработки и интерпретации данных.

Рассмотрим некоторые проблемы разработанного метода, названного радиометаллометрией.

Проведенные радиометаллометрические исследования заключались в измерении содержаний RaC в почвенных пробах с помощью гамма-спектрометрической установки. Расстояние между пунктами отбора проб в зависимости от решаемой задачи

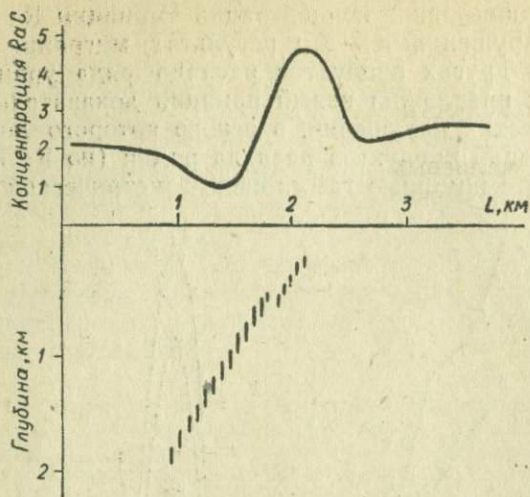


Рис. 2. Аномалия концентрации RaC над тектоническим нарушением.

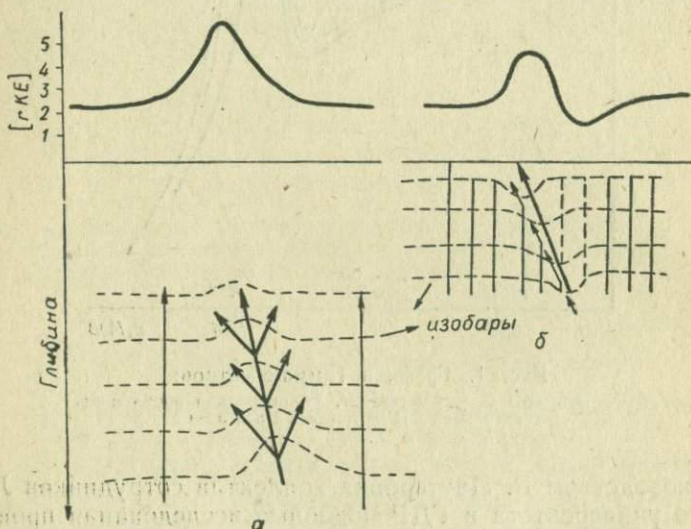


Рис. 3. Механизм миграции по тектоническому нарушению под влиянием различных режимов давления.

составляло от 250 до 450 м. Пробы высушивались, растирались и измерялись с помощью одноканальной гамма-спектрометрической установки со сканирующим устройством. В качестве рабочего участка исследуемого спектра гамма-излучений был выбран диапазон энергии E от 0,90 до 1,50 МэВ. В этом диапазоне находятся энергетические пики, характеризующие изотопы M_s , Th_2 ,

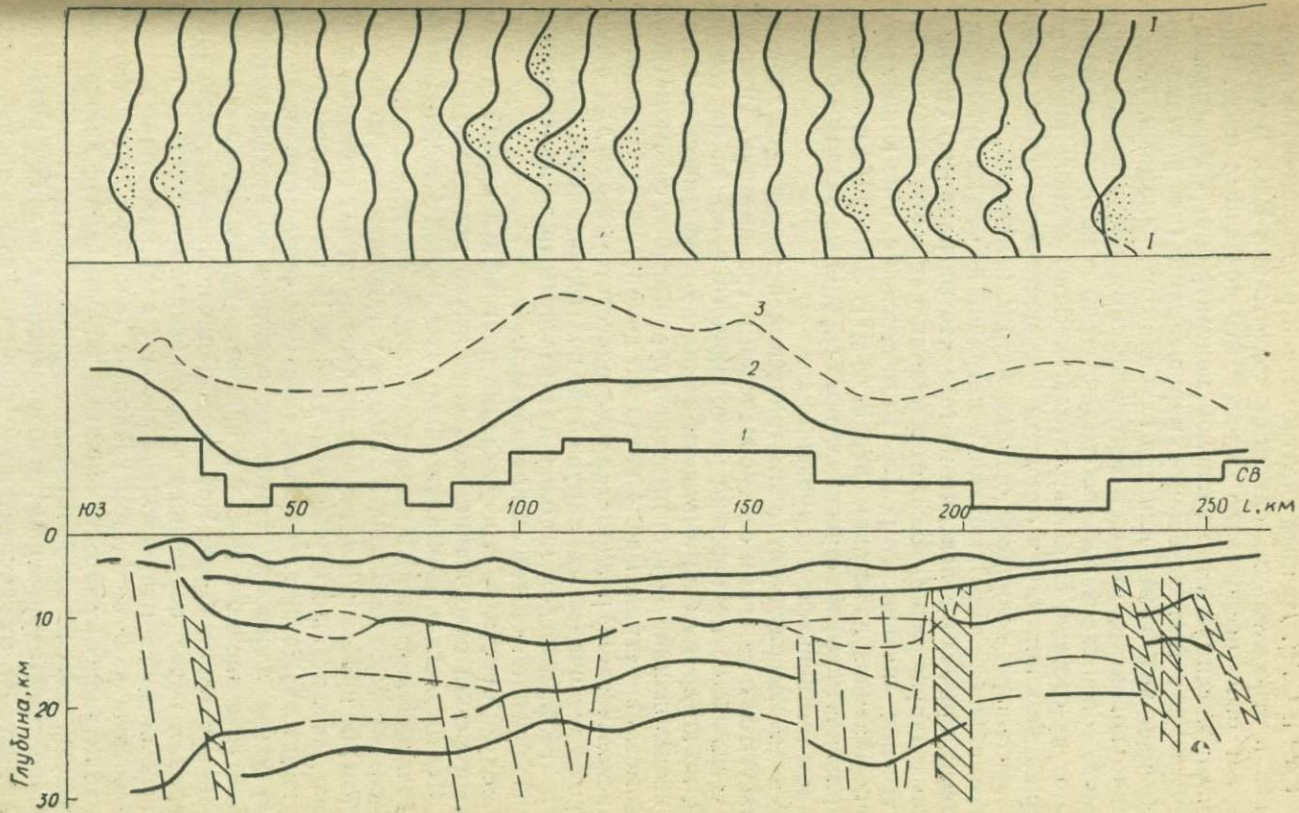


Рис. 4. Схематический разрез по региональному профилю на севере ГДР:

1 — региональный фон концентраций RaC, 2 — кривая Δg_6 ; 3 — кривая ΔT аэро. I—I — частотные спектры локальных аномалий RaC, масштаб 1 мм = 1/160 км.

RaC¹, RaC и K⁴⁰ (рис. 1). Как эталон использованы соль K₂O, Co⁶⁰ и Cs¹³⁷. Данные спектрометрии радиоэлементов выражались в относительных единицах содержания RaC. В течение ряда лет было исследовано более 20 000 почвенных проб. Как правило, максимум относительной концентрации RaC (рис. 2) отмечали над тектоническими нарушениями (на рисунке они обозначены штрихами) или над глубинными разломами. Исследования показали, что над тектоническими нарушениями аномальные содержания RaC наблюдаются во всех пробах независимо от их состава. Влияние литологического состава пород на содержание в них RaC в основном несущественно и соизмеримо с относительной величиной ошибки метода измерений.

Как видно из рис. 3, механизм миграции не всегда будет одинаковым, причем мы исходим из того, что миграция по тектоническому нарушению (рис. 3, а) представляет собой потенциальное течение, являющееся результатом давления, а не концентрационного закона диффузии (рис. 3, б) [7]. Этот факт позволяет нам различать крупные региональные глубинные разломы от локальных тектонических нарушений.

Результаты радиометаллометрических исследований хорошо согласуются с данными сейсморазведки и гравиметрии. Последнее четко видно на примере регионального профиля на севере ГДР, по которому был выполнен комплекс геофизических методов исследований — магнитометрия, гравиметрия, сейсмометрия, радиометаллометрия. Рис. 4 наглядно демонстрирует возможности использования радиометаллометрического метода для обнаружения тектонических нарушений, подтверждаемые данными других геофизических методов над известными тектоническими нарушениями и глубинными разломами.

Следует отметить, что поведение на графике кривой регионального фона содержания RaC аналогично поведению кривой Δg_б (Прицвальская аномалия силы тяжести над Северо-Немецко-Польской впадиной).

Кроме того, с помощью ЭВМ был установлен спектр аномалий RaC по профилю и проведен анализ частотных спектров аномалий для локальных участков длиной 15 км с шагом 10 км. Как видим, (рис. 3) глубинным разломам соответствуют достаточно узкие аномалии частотных спектров содержания RaC. Мощностю осадочного чехла в пределах исследуемого участка составляет более 8 км. Изучение радиоактивности кернового материала пород осадочного чехла показало отсутствие повышенных значений радиоактивности. Это дает нам право интерпретировать радиометаллометрические аномалии как эффект миграции радиоактивных элементов, обусловленной движением и циркуляцией растворов и газов, содержащих эти элементы, по тектоническим нарушениям, макротрещинам и зонам разломов фундамента и их последующей сорбции высокодисперсными почвенными образованиями и подпочвенными горными породами.

ON THE POSSIBILITY REVELATION OF BURIAL TECTONIC
 FAULTS ACCORDING DATA RADIOMETRIC INVESTIGATIONS
 (on the example of the North of DDR)

The new method of revelation of tectonic faults by study of the concentration of radioactive disintegration products (the serie URa) the soil sample is elaborated in the Leipzig University under the guidance of professor Lauterbach.

Radiometalometric anomalies in sediment bassin are interpreted as the effect of radioactive elements migration these are stipulated by movement and circulation of solutions and gases along tectonic faults.

В. П. КОБОЛЕВ, асп. (Киевский университет)

ФИЗИКО-КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ
 ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$

Как известно, условия генезиса минералов в той или иной мере влияют на их состав и структурные особенности, что проявляется в отклонении минерального индивида от идеальной конституции. Последнее отражается и на теплофизических свойствах минералов, представляющих полезную дополнительную информацию, которая в комплексе с другими параметрами может быть использована при решении вопросов палеотермометрии, генезиса и в некоторых случаях диагностики самих минералов [5, 7].

Цель настоящей статьи — исследование физико-кристаллохимического аспекта коэффициента теплопроводности λ твердых растворов $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$, наиболее чувствительного теплофизического параметра к различного рода изменениям химического состава, нарушениям кристаллической решетки примесями и дефектами, степени упорядоченности атомов в структуре минерала [4, 5, 8, 9].

Согласно теории физики твердого тела [1], теплопроводность твердых диэлектриков рассматривается как распространение фононов тепловых волн, природа которых, подобно электромагнитным, тоже квантовая. Носителями тепловой энергии являются колебания кристаллической решетки твердых тел.

По теории рассеивания света в мутных средах, описываемой законом Бугера, интенсивность тепловых волн J при прохождении длины x в среде убывает по экспоненциальному закону

$$J = J_0 e^{-\mu x}, \quad (1)$$

где μ — коэффициент рассеивания среды. По аналогии с этой теорией Дебай ввел в качестве параметра, характеризующего рассеивание волн, среднюю длину свободного пробега фонона

$$l = 1/\mu, \quad (2)$$

на которой интенсивность волн убывает в e раз, и получил формулу теплопроводности твердого тела в виде

$$\lambda = 1/4c_v\bar{v}\bar{l}, \quad (3)$$

где c_v — удельная теплоемкость; \bar{v} — средняя скорость фононов.

Среднюю длину свободного пробега фононов можно записать как

$$\bar{l} = \bar{v}\bar{\tau}, \quad (4)$$

где $\bar{\tau}$ — среднее время между столкновениями фононов.

Формула (3) аналогична формуле теплопроводности газов

$$\lambda = 1/3c_v\bar{v}\bar{l}. \quad (5)$$

Последняя справедлива в той же мере и для твердых тел. Различие в числовых коэффициентах не существенное ввиду того, что теория теплопроводности кристаллов не позволяет в настоящее время получить абсолютное значение теплопроводности [1].

Согласно Дебаю, максимум энергии в тепловом спектре приходится на короткие волны, длины которых соизмеримы с межатомными расстояниями кристаллов. Изменение значений теплопроводности от межатомных расстояний подтверждают данные Иоффе [9], полученные при исследовании щелочно-галогидных кристаллов, у которых наблюдается приблизительно линейная зависимость между этими параметрами. Так же были изучены зависимости теплопроводности кристаллов от атомного веса, типа связи и структуры решетки [4, 5, 9, 8]. Было установлено [8], что теплопроводность изоструктурных соединений убывает с увеличением среднеатомного веса M/μ и при равных M/μ , теплопроводность соединений с ковалентной связью на порядок выше теплопроводности веществ с ионной связью. В общем случае в работах исследователей [4, 8] показано уменьшение теплопроводности важнейших порообразующих минералов с усложнением структурного мотива, т. е. перехода к более «рыхлым» видам. Это обусловлено тем, что в кристаллах силикатов связь атомов Si и O имеет в значительной степени ковалентный характер, координация определяется тетрагональной формой $(SiO_4)^{4-}$ тетраэдра, комбинации и окружение которого обуславливают строение решетки кристаллов силикатов. И так как связь между Si и O наиболее сильная, а перенос тепла с помощью фононов наиболее эффективный через анионный состав силикатов, то зависимость теплопроводности от структурного мотива становится очевидной.

Представляется интересным рассмотреть зависимость теплопроводности от состава для изоморфных серий оливинов Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 .

Полученный к настоящему времени экспериментальный материал по определению теплопроводности изоморфных серий (см. ниже) позволил установить аномальный минимум теплопроводности, характеризующий промежуточные составы твердых растворов [5, 8]:

Состав оливинов	Среднеатомный вес	Теплопроводность, $\times 10^{-3}$ кал см·сек·град
$\text{Fo}_{98}\text{Fa}_2$	20,28	12,09
$\text{Fo}_{97}\text{Fa}_3$	20,37	12,32
$\text{Fo}_{95}\text{Fa}_5$	20,55	11,15
$\text{Fo}_{94}\text{Fa}_6$	20,64	12,17
$\text{Fo}_{91}\text{Fa}_9$	20,91	12,32
$\text{Fo}_{86}\text{Fa}_{14}$	21,36	11,50
$\text{Fo}_{54}\text{Fa}_{46}$	24,24	8,23
$\text{Fo}_4\text{Fa}_{96}$	28,75	7,55

Этот минимум объясняется дополнительным рассеянием фононов вследствие неупорядоченного замещения магния железом в оливинах и пироксенах, что сокращает среднее время между столкновениями фононов τ и, согласно формулам (4) и (3), уменьшает среднюю длину свободного пробега фононов и соответственно теплопроводность. Зависимость теплопроводности от степени упорядоченности атомов в структурах минералов прекрасно иллюстрируется на примере теплопроводности каркасных силикатов группы ортоклаза, построенных из тетраэдров Al и Si по единому плану, но с различной степенью упорядоченности атомов Al и Si по тетраэдрическим позициям.

Так, санидин, представляющий собой полностью неупорядоченную систему атомов Al — Si по двум восьмикратным позициям, что дает одинаковые расстояния (Al, Si) — O_4 , равные 1,64 [2], характеризуется самым низким значением теплопроводности — $3,95 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. Ортоклаз отличается некоторым упорядоченным распределением Al и Si по тем же позициям, что дает немного различные системы расстояний (Al, Si) — O_4 , равные 1,65 и 1,63 [2], и соответственно более высоким значением коэффициента теплопроводности — $5,53 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. И, наконец, для низкотемпературного микроклина характерно упорядоченное распределение Al и Si по четырехкратным позициям. Это проявляется в средних расстояниях (Al, Si) — O_4 , равных 1,7; 1,61; 1,62; 1,62, и в наиболее высоком значении теплопроводности — $5,95 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град.

Вместе с тем помимо минимума теплопроводности, характерного для промежуточных составов твердых растворов, следует отметить уменьшение значения теплопроводности для крайних членов изоморфных серий: оливинов и пироксенов при замещении Mg^{2+} на Fe^{2+} от $12,09 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град — для форсте-

рита до $7,55 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град — для фаялита. Удовлетворительное объяснение такому явлению можно дать, если рассмотреть структуру и роль катионов этих минеральных видов.

Основа структуры форстерита и фаялита — изолированные тетраэдры SiO_4 , которые представляют собой связующие звенья октаэдров $(\text{Mg})\text{O}_6$ и $(\text{Fe})\text{O}_6$ [2]. При этом каждый катион Mg и Fe окружен шестью атомами кислорода, принадлежащих различным тетраэдрам. Атомы кислорода значительно крупнее, и поэтому структуру оливинов можно рассматривать как плотно заполненную анионами кислорода, в интерсертиалях которой располагаются мелкие катионы Si^{4+} , Mg^{2+} , или Fe^{2+} . Увеличение ионных радиусов $\text{Fe}^{2+}/0,83 \text{ \AA}$ по сравнению с $\text{Mg}^{2+}/0,78 \text{ \AA}$ приводит к увеличению средних межкатионных расстояний $\text{Mg} - \text{O} = 2,12$, $\text{Fe} - \text{O} = 2,17$ [2] и тем самым к некоторому разуплотнению анионной упаковки минералов. Как показывает элементарная теория решеточной теплопроводности, чем сильнее связь между атомами в кристалле, тем выше будет скорость распространения фононов и соответственно, теплопроводность минерала. Вторым аргументом в подтверждение сказанного выше является тот факт, что для возбуждения колебаний более тяжелого катиона железа потребуется больше энергии кристаллической решетки, что также снижает скорости фононов. В абстрактном случае можно предположить, что при высокой степени упорядоченности атомов для всего ряда изоморфной смеси мы должны были бы получить линейную зависимость теплопроводности от состава. Аналогичное объяснение имеет смысл отнести и к ряду энстатит — ферросилит.

Экспериментальное изучение равновесной кристаллизации членов серии оливинов показало, что их температура кристаллизации колеблется в пределах от 1890°C — для чистого форстерита до 1205°C — для чистого фаялита, т. е. по мере падения температуры состав выделяющихся кристаллов изменяется в сторону последовательного обогащения железом [6]. Это может служить основанием для использования такого теплофизического параметра как теплопроводность, в комплексе с другими параметрами, в качестве индикатора температуры кристаллизации оливинов.

Список литературы. 1. *Жданов Г. С.* Физика твердого тела. Изд-во МГУ, 1961, 501 с. 2. *Поваренных А. С.* Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, «Наукова думка», 1966, 547 с. 3. *Поваренных А. С.* Проблемы генетической минералогии. — «Геол. журн.», 1970, т. 30, вып. 2, с. 24—47. 4. *Поваренных А. С., Продайвода Г. Т.* Связь теплопроводности минералов с их структурными особенностями. — «Геол. журн.», 1972, т. 32, вып. 1, с. 41—47. 5. *Продайвода Г. Т.* О связи теплопроводности породообразующих минералов со степенью упорядоченности атомов в их структуре. — «Минералог. сб.», 1976, вып. 30. 6. *Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М.* Петрология магматических горных пород. М., «Мир», 1975, 511 с. 7. *Эстерле О. В.* Определение теплопроводности минералов. — В сб.: Новое в минералогических исследованиях. Алма-Ата, 1972, с. 60—62. 8. *Ki-iti Harai.* Thermal conductivity of

rock-forming minerals.— Journ. Geoph. Res., vol. 76, № 5, 1971, pp. 1278—1308.
9. Joffe A. F. Heat transfer in semiconductors.— Canad. Journ. Phys., 1956, vol. 34, № 5.

V. P. Kobolev

PHYSICAL-CRYSTALLCHEMICAL ASPECT
OF THERMAL CONDUCTIVITY OF THE SÓLID SOLUTION
 $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$

Thermal conductivity of solid solution has considered on the base physics of the solid body and crystalchemistry. It has propoused to utilize thermal conductivity coefficient as a indicator of the temperature crystallization of olivine.

II. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ И ПЕТРОФИЗИКИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

В. Г. МОЛЯВКО, ст. науч. сотр., Г. Г. ПАВЛОВ, мл. науч. сотр.,
А. Ю. СЕРГА, ст. инж. (Киевский университет)

О СООТНОШЕНИИ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ШИТА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОЛИЧЕСТВЕННОГО АНАЛИЗА ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Пристальное внимание геологов к проблемам генезиса и геологической позиции гранитоидов центральной части Суцано-Пержанской зоны обусловлено прежде всего поисками новых перспективных площадей на редкие элементы, пространственно и генетически связанных с этими породами, и оценкой металлоносности кристаллических пород северо-западной части Украинского щита.

Несмотря на более чем сорокалетнюю историю исследований пород Пержанского массива, их положение среди кристаллических пород Украинского щита остается дискуссионным до настоящего времени. Большинство исследователей, подчеркивая значительную роль метасоматоза и динамометаморфизма в образовании пород центральной части Суцано-Пержанской зоны указывают на их родство с гранитами коростенского комплекса [1, 2, 3, 8].

А. С. Дранник в 1970 г. при геологической съемке этого района, а вслед за ним С. В. Металиди [7] на основании исследования геохимических особенностей гранитов Пержанского массива предположили их образование путем метасоматической переработки гранитов, гранодиоритов и диоритов осницкого комплекса и эффузивов клесовской серии.

И. Л. Личак [6], указывая на петрохимическую и петрографическую близость гранитоидов Пержанского массива к лезниковским гранитам коростенского комплекса, вместе с тем предполагает их промежуточное положение между осницкими и коростенскими гранитами. И, наконец, Л. С. Галецкий [4], Н. А. Беспалько, В. И. Почтаренко и другие, учитывая интенсивное метасоматическое преобразование пород Пержанского массива и специфический характер их металлоносности, предложили выделить эти породы в самостоятельный комплекс.

Итак, признавая значительную роль процессов метасоматоза и метаморфизма при образовании гранитоидов центральной части Суцано-Пержанской зоны, исследователи существенно расходятся во взглядах на природу их первичного субстрата.

Разнообразие представлений о генезисе и геологической позиции гранитоидов Суцано-Пержанской зоны обусловлено ши-

роким развитием поздне- и постмагматических процессов, преобразовавших породы различного состава и облика, близостью отдельных черт химизма и состава этих пород к породам как коростенского, так и осницкого комплексов и в то же время существованием ряда особенностей, которые обуславливают специфичность этих пород.

В связи с этим определение геологической позиции гранитоидов Пержанского массива, основанное на изучении отдельных черт их строения и состава, носит значительный элемент субъективизма. Объективное решение вопроса возможно лишь при вовлечении в работу широкого комплекса признаков и их количественном (с помощью ЭВМ) и качественном анализе.

Чтобы установить положение гранитоидов Пержанского массива среди образований осницкого и коростенского комплекса, нами был изучен вещественный и минеральный состав этих пород. Объектами исследования явились типичные представители гранитов осницкого комплекса (выборки 1, 2, 3, 5), кислые эффузивы клесовской серии (выборка 4); граниты-рапакиви (выборки 6, 7), граниты рапакивиподобные (выборки 8, 9, 10, 11), граниты лезниковские (выборки 12, 13) коростенского комплекса, а также граниты хочинские, сырницкие, львовковские, пержанские (выборки 15, 17, 14, 16, 18, 19) Пержанского массива. Изучение этих пород включало анализ: а) их структурных особенностей, б) количественно-минералогического состава главных породообразующих минералов, в) содержания в них петрогенных, редких и рассеянных элементов (рис. 1, 2 и табл. 1, 2).

Для сопоставления указанных геологических образований, определения их близости между собой, а также количественной оценки этой близости было проведено их группирование на ЭВМ по комплексу признаков, включавших: 1) средние содержания элементов-примесей (Ti, Cr, Sn, Pb, Mn, Co, Ni, V, Ga, Zn, Y, Ce, Nb, Mo, Ba, Zr, Ag, Be, La) и общую радиоактивность; 2) отношения средних значений пар элементов группы железа: Cr/Ni, Ni/Co, V/Cr, Ti/V Ti/Mn, Mn/V.

Группирование проводилось по программе разделения неоднородной совокупности [5].

Суть алгоритма сводится к следующему. Исходные данные представляют собой группу векторов наблюдений, составленных из оценок средних значений признаков (содержание химических элементов или их отношения) по каждому из участвующих в задаче объектов. В процедуре разделения предварительно вычисляют расстояния в признаковом пространстве между всеми парами оценок средних значений группируемых объектов. Затем полученные значения упорядочивают по возрастанию и из этой последовательности выбирают объекты или группы их, которым соответствуют наименьшие расстояния. Результаты группирования представляют в виде дендрограммы-графика, изображающего дерево классификации в соответствии с ее иерархической

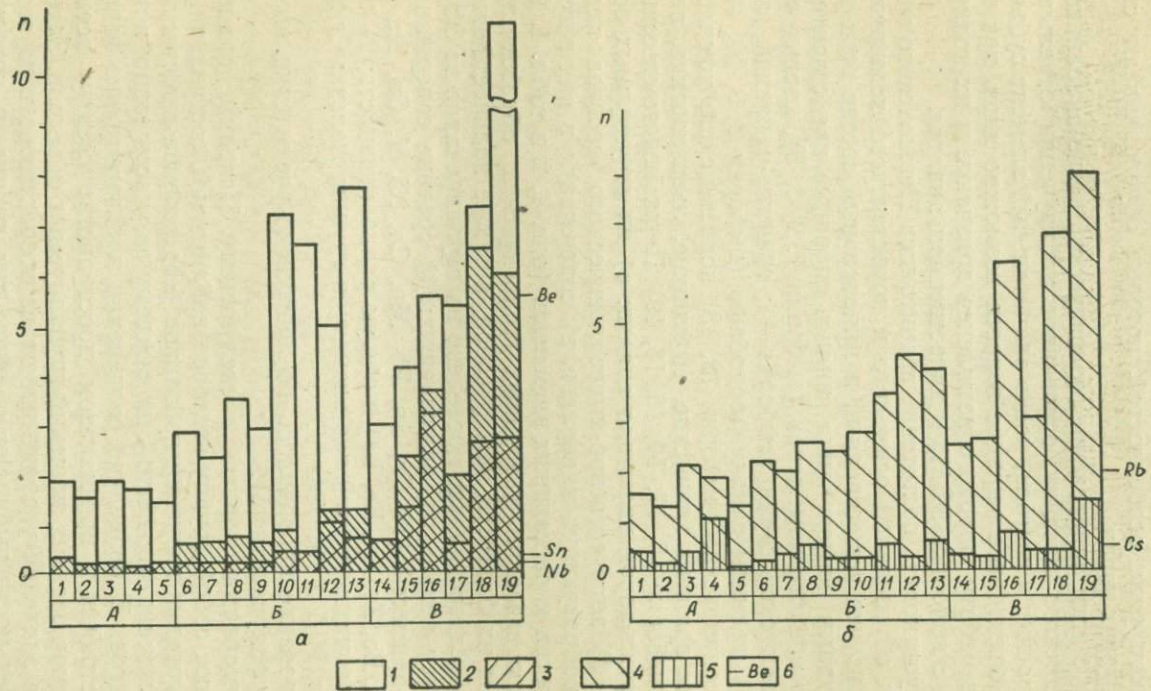


Рис. 1. График распределения химических элементов в гранитах северо-западной части Украинского щита: а — бериллия, олова, ниобия; б — рубидия и цезия. Здесь и на рис. 2 А — Осницкий блок, Б — Коростенский блок, В — Сущано-Пержанская зона. Здесь и на рис. 2, 3 1—19 — номера выборок (табл. 1). Содержание элементов, %: 1 — бериллия в $n \times 10^{-4}$, 2 — олова в $n \times 10^{-3}$, 3 — ниобия в $n \times 10^{-2}$, 4 — рубидия в $n \times 10^{-2}$, 5 — цезия $n \times 10^{-3}$, 6 — уровни кларковых содержания элементов для кислых пород (по Виноградову).

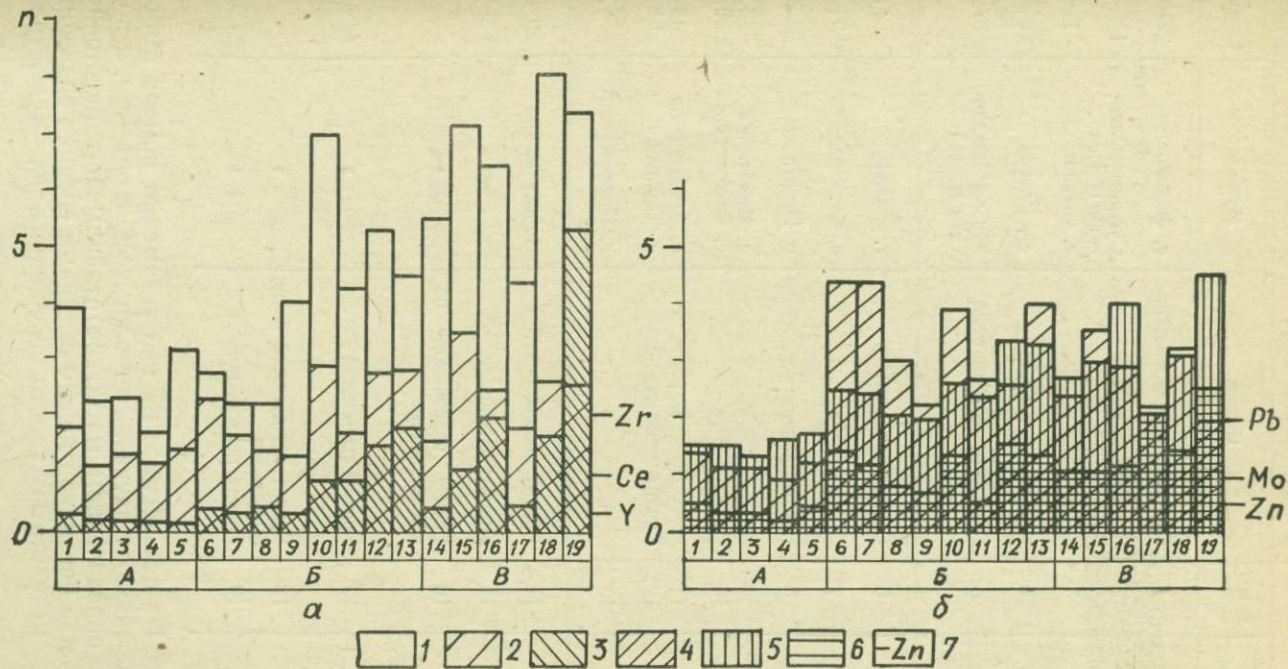


Рис. 2. График распределения химических элементов в гранитах северо-западной части Украинского щита:
 а — циркония, иттрия, церия; б — молибдена, свинца, цинка. Содержание элементов, %: 1 — циркония в $n \times 10^{-2}$; 2 — иттрия в $n \times 10^{-2}$, 3 — церия в $n \times 10^{-2}$; 4 — молибдена в $n \times 10^{-4}$; 5 — свинца в $n \times 10^{-3}$; 6 — цинка в $n \times 10^{-2}$; 7 — уровни кларковых содержания элементов для кислых пород (по Виноградову).

Таблица 1. Количественно-минералогический состав

Структурн. единица	№ вы-борки	Порода	Место отбора	Калишпат
Осницкий блок	1	Гранит среднезернистый	с. Эждилов	25—48
	2	»	Сущаны—Олев-ская полоса	12—16
	3	»	с. Осницк	37—45
	4	Кварцевый порфир	ст. Клесов	28—35
	5	Гранит мелкозернистый	Юрово-Селизов-ская полоса	57,0
Коростенский блок	6	Гранит рапакиви	г. Малин	53,5
	7	»	с. Ст. Буда	50—65
	8	Гранит рапакивиподобный	с. Игнатполь	35—38
	9	»	с. Межиречка	56,7
	10	»	с. Россоховское	49,0
	11	»	с. Емеляновка	46,3
	12	Гранит лезниковский	с. Топорище	58,7
Центральная часть Сущано-Пержанской зоны	13	»	с. Красногранит-ное	58,3
	14	Гранит львовковский	По скважинам	36—55
	15	Гранит хочинский	»	57—65
	16	Гранит пержанский по львовковским	»	
	17	Гранит сырницкий	»	44—62
	18	Гранит пержанский по сырницким	»	
	19	Гранит пержанский	»	62,1

структурой. По оси абсцисс на ней указывают номера выборок, которые обозначают изученные геологические объекты, а по оси ординат в определенном масштабе откладывают расстояния r в пространстве признаков между оценками средних значений по выборкам. Результаты такого группирования иллюстрирует рис. 3.

Анализ связей и меры близости рассматриваемых гранитов по средним содержаниям химических элементов и общей радио-

гранитондов северо-западной части Украинского щита, %

Плагиоклаз	Кварц	Биотит	Амфибол	Мусковит	Акцессорин	
34—47 (№ 15—20) 24—44	12—23 30—60	4—7 6—8	— —	+ +	Циркон Сфен Апатит Магнетит Рутил Пирит Ильменит	
33—40 (№ 10—12) 18—25 (№ 15—18) 9,0 (№ 24)	18—20 40—47 32,0	1—5 0,5 1,0	— — —	+ + +		
12,5 (№ 18—25) 15—17 (№ 25—30) 24—25 (№ 18—25)	31,0 5—17 25—28	3,0 3,0 2—5	+ до 13 до 5	— — —		Циркон Апатит Ортит Флюорит Оливин Пироксен Магнетит Ильменит Пирит Касситерит
17,0 16,5	18,7 31,7	3,4 2,8	4,1 +	— —		
10,7 3,3 (№ 8—10) 4,8 (№ 8—10)	38,0 37,3 31,2	4,3 0,2 2,1	+ — —	— —		
5—8 (№ 20—26) 4—7 (№ 18)	32—54 29—34 Не определялся	1—5 до 3	+ +			
5—10 (№ 18)	26—47 Не определялся	до 2				
5,5 (№ 8—12)	29,6	2,4			Циркон Циртолит Ортит Флюорит Торит Молибденит Пирит Магнетит Ильменит (Пироксен) (Оливин) Эгирин Касситерит Колумбит	

активности позволяет выделить среди них две основные совокупности. Первая объединяет компактную группу, образованную гранитоидами осницкого комплекса (выборка 2, 3, 4, 5), группирующуюся вокруг средне- и крупнозернистых гранитов с. Осницка (выборка 3). Вторая группа, несмотря на значительные колебания уровней связи, обусловленные в основном величиной вариации содержаний редких и рассеянных элементов, объединяет граниты Коростенского плутона и Пержанского мас-

Таблица 2. Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, и петрохимические коэффициенты гранитоидов северо-западной части Украинского щита

Структурн. единица	№ выборки	a	c	b	s	a/c	$K_{ад}$	K_a	K_c	K_F	K_M	K_{FM}	F
Осницкий блок	1	14,71	2,66	5,96	76,64	5,51	0,50	65,5	15,5	12,3	6,7	19,0	40,4
	2												
	3	12,61	2,09	3,92	81,36	6,03	0,53	67,5	15,5	12,5	4,5	17,0	53,5
	4	11,66	1,11	4,52	82,68	10,49	0,56	75,4	10,2	9,0	5,4	15,4	75,6
	5												
Коростен- ский блок	6	14,7	1,51	6,39	77,41	9,77	0,64	53,3	14,8	25,3	4,6	29,9	34,6
	7	13,74	2,66	4,69	78,91	5,17	0,54	59,4	16,3	19,3	5,0	24,5	33,2
	8	12,92	1,38	3,21	82,50	9,35	0,64	61,0	12,2	22,3	4,5	26,8	34,3
	9	13,12	1,25	3,57	81,06	10,51	0,62	65,2	10,0	20,0	4,8	24,8	46,7
	10	14,20	0,1	3,70	82,0	142,0	0,75	68,1	8,0	21,5	2,4	23,9	29,5
	11	12,59	1,33	3,02	83,06	9,48	0,61	68,4	11,5	16,0	4,1	20,1	8,8
	12	12,48	0,88	3,85	82,80	14,22	0,65	64,8	8,1	19,6	7,5	27,1	29,2
	13	13,42	0,34	3,54	83,70	39,68	0,73	74,2	5,64	17,7	2,7	20,4	41,5
Сушано- Пержанская зона	14	14,4	0,3	3,7	81,6	48,0	0,76	71,3	8,0	17,1	3,6	20,7	58,6
	15	14,5	0,7	3,5	80,9	21,3	0,75	68,9	8,4	18,5	4,2	22,7	48,6
	16	14,33	0,76	3,99	80,96	18,39	0,68	69,9	6,7	17,9	3,5	23,4	42,3
	17	15,6	0,1	6,1	79,2	156,0	0,68	63,0	7,3	26,0	3,7	29,7	30,6
	18	14,95	0,62	4,72	80,61	17,5	0,64	73,1	5,6	14,5	6,8	21,3	13,4
	19	13,65	0,63	3,52	82,19	21,15	0,69	66,3	11,1	16,8	5,8	22,2	37,0

сива. Следует отметить тесную связь сырницких, львовковских и хочинских гранитов с рапакивиподобными (х. Россоховский, с. Емельяновка) и лезниковскими (с. Красногранитное, с. Тоно-

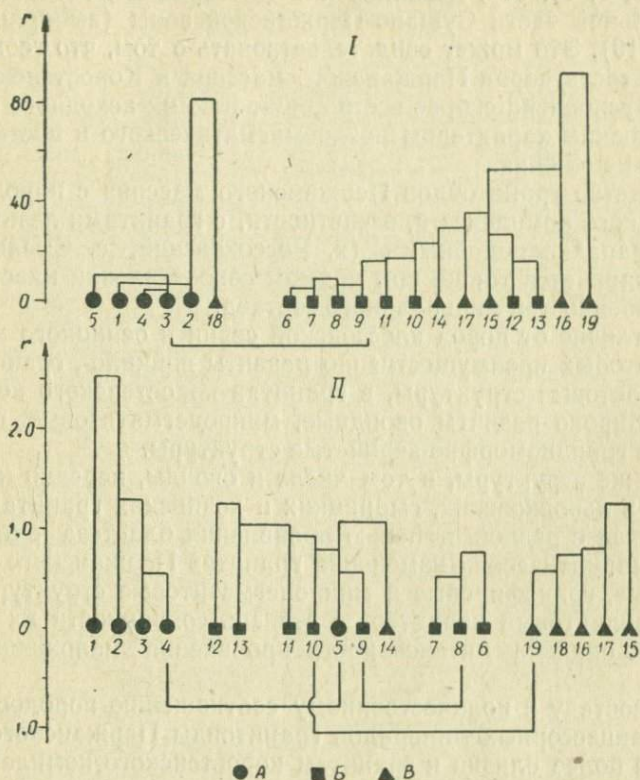


Рис. 3. Результаты группирования гранитов северо-западной части Украинского щита по комплексу признаков:

I — по средним содержаниям элементов-примесей и общей радиоактивности; *II* — по отношениям средних значений пар элементов семейства железа (табл. 3). А, Б, В — граниты, соответственно Осницкого, Коростенского блоков и Суцано-Пержанской зоны.

рище) гранитами, сходство между которыми подчеркивалось ранее [6].

Учитывая возможность образования гранитов Пержанского массива в результате метасоматической переработки пород осницкого комплекса [7] или более древних пород [4], проведено группирование по отношениям средних содержаний пар элементов группы железа, являющихся относительно стабильными при процессах кислого и щелочного метасоматоза гранитоидов Пержанского массива. Рис. 3, *II* показывает, что картина повторного группирования существенно не изменилась. Как и в первом случае (см. рис. 3, *I*), граниты коростенского комплекса и Пер-

жанского массива образовали единый ряд пород от гранитов-рапакиви (выборки 6, 7) через граниты рапакивиподобные (выборки 8, 9, 10, 11), лезниковские (выборки 12, 13) к гранитам центральной части Суцано-Пержанской зоны (выборки 15, 16, 17, 18, 19). Это может свидетельствовать о том, что геохимическая близость пород Пержанского массива и Коростенского плутона обусловлена скорее всего общностью их исходного субстрата и близким характером позднемагматического и постмагматического изменения.

Сходство гранитоидов Пержанского массива с породами коростенского комплекса и, в частности, с гранитами лезниковскими и рапакивиподобными (х. Россоховский, с. Емельяновка) устанавливается также при прямом сопоставлении их структурных особенностей минерального состава.

В отличие от пород клессовской серии и осницкого комплекса, в которых преимущественно развиты пойкило-, grano- и порфиробластовые структуры, в гранитах коростенского комплекса более широко развиты овоидные, микропегматитовые, гранофиновые и гипидиоморфно-зернистые структуры.

Эти же структуры, в том числе и овоиды, нередко наблюдаются и в львовковских, сырницких и хочинских гранитах. Однако в связи с разной степенью проявления бластеза и процессов позднемагматических изменений гранитов Пержанского массива овоидные, гранофиновые и микропегматитовые структуры носят в них реликтовый характер, а степень сохранности их обратно пропорциональна интенсивности проявления наложенных процессов.

По составу и количественному соотношению породообразующих и аксессуарных минералов гранитоиды Пержанского массива тоже более близки к гранитам коростенского комплекса, чем осницкого. У них почти такие же, как у гранитов коростенского комплекса, содержания, характер и состав микроклин-пертита, плагиоклаза, среди аксессуарных минералов присутствует флюорит, ортит, касситерит, реликтовые зерна амфибола, оливина и пироксена, то есть они обладают теми же особенностями, которые отличают граниты коростенского комплекса от осницкого (см. табл. 1).

По общему химическому составу породы Пержанского массива близки к породам осницкого и коростенского комплексов, что подтверждается близостью их основных петрохимических характеристик и принадлежностью к классу пересыщенных SiO_2 пород, к группе, богатой щелочами. Следует отметить, однако, несколько повышенные содержания глинозема и степень окисленности железа в гранитах Пержанского массива и осницкого комплекса по сравнению с коростенским.

Для гранитов Пержанского массива это, по-видимому, обусловлено процессами их метасоматического изменения и присутствием в метасоматитах алюмофторидов. В то же время наи-

Таблица 3. Отношения пар химических элементов в гранитах северо-западной части Украинского щита

Структурн. единица	№ вы-борки	Cr/Ni	Ni/Co	V/Cr	Ti/V	Ti/Mn	Mn/V	Ti/Zr	Ti/Nb	La/Y	Ce/Y	Pb/Zn	Zr/Mo	K/Rb	K/U × 10 ⁻³	K/Cs × 10 ⁻³	K/Pb × 10 ⁻³	Rb/Cs	Li/Cs	Ba/Rb	
Осицкий блок	1	1,9	0,9	3,5	115	8,0	12,9	10,2	235	3,6	6,9	0,3	276	290	18,2	11,7	3,5	40,2	7,0	6,4	
	2	3,0	1,4	1,8	56,4	7,0	8,0	9,7	175	3,7	7,8	0,4	205	302	19,5	24,1	2,5	80,4	20,3	5,6	
	3	3,2	0,9	1,3	86,8	5,1	17,0	8,2	107	3,0	7,1	0,4	188	178	11,2	9,8	2,3	55,2	8,2	1,8	
	4	4,0	1,0	1,0	95,3	4,7	20,2	9,0	91	3,2	7,6	0,7	193	211	16,7	3,8	2,6	17,7	1,3	2,3	
	5	3,6	0,9	0,8	141	5,4	26,1	5,5	74,9	4,6	8,9	0,3	193	275	40,0	40,5	3,0	147	23,0	4,2	
Коростенский блок	6	4,5	1,0	0,2	342	5,4	64,0	7,3	99,0	3,5	5,4	0,2	65,0	186	13,4	20	1,6	112	23,4	3,2	
	7	3,0	1,0	0,6	231	5,6	41,1	8,8	95,8	3,0	5,1	0,2	53,3	220	12,1	12,7	1,9	57,7	11,7	3,5	
	8	3,6	1,2	0,4	256	6,3	41,0	7,4	115	2,4	5,1	0,2	77,0	162	14,0	7,7	2,0	47,9	7,2	1,7	
	9	3,5	1,1	0,5	118	6,2	30,7	4,3	93,0	2,1	4,0	0,3	177	178	15,9	17,2	2,1	97,0	11,2	2,3	
	10	3,6	1,5	0,6	207	6,9	29,7	2,9	51,6	2,8	3,2	0,2	183	150	10,1	13,7	1,7	91,5	9,8	1,8	
	11	3,1	1,4	0,3	318	5,9	54,2	4,4	64,8	1,8	1,9	0,6	157	112	9,6	7,4	1,6	66	12,8	1,1	
	12	3,7	2,5	0,1	473	6,1	77,6	2,2	11,8	2,5	1,8	0,2	208	86,4	8,7	9,5	1,1	110	16,9	0,6	
	13	1,4	1,6	0,3	333	5,1	65,2	2,2	14,1	1,6	1,5	0,2	111	98,8	6,2	6,2	1,2	63	10,7	0,5	
	Сушано-Пержанская зона	14	3,2	0,8	1,1	141	11,3	12,5	5,4	100	1,8	4,0	0,3	79,3	149	6,0	11,6	1,3	74,6	6,8	2,8
		15	3,8	0,6	0,2	759	9,0	83,0	2,8	15,3	3,8	3,3	0,3	199	136	5,2	13,9	1,2	102	9,3	1,8
		16	3,3	1,1	0,2	464	7,5	61,7	2,5	5,2	1,3	1,2	0,3	181	57,7	7,5	4,5	8,2	77,7	1,7	0,9
		17	3,2	0,7	0,3	524	10,6	48,0	4,1	32,9	3,1	3,3	0,2	202	140	6,3	10,8	1,9	77,2	6,8	1,8
		18	3,2	0,8	0,2	314	7,4	42,0	1,3	4,1	2,4	1,5	0,2	250	50,5	5,0	7,8	1,1	154	41,6	0,8
19		3,8	0,7	0,3	196	5,4	35,9	1,4	3,6	0,7	0,5	0,2	376	44,6	2,2	3,1	0,8	57,0	20,4	0,6	

менее измененные граниты центральной части Суцано-Пержанской зоны (сырницкие, хочинские, львовковские) по содержанию главных петрогенных элементов вполне сопоставимы с такими гранитами коростенского комплекса, как лезниковские и росоховские. Сходство гранитоидов Пержанского массива с гранитами Коростенского плутона проявляется и при сопоставлении средних содержаний и характера распределений в них редких и рассеянных элементов (см. рис. 1, 2).

Несмотря на отличия в уровнях концентраций, сопоставимые породы обогащены одними и теми же элементами (Nb, Y, La, Sn, Mo, Zr, Be, Ce, Zr), содержание которых в обеих группах пород значительно превышает кларк для кислых пород, по А. П. Виноградову. Последнее определяет общность их геохимической специализации. Гранитоиды осницкого комплекса обычно обеднены этими элементами, а их геохимическая специализация практически не проявлена.

Существующие различия между гранитоидами Пержанского массива и Коростенского плутона, с одной стороны, и осницкого комплекса — с другой, еще больше видны при сопоставлении их по величинам геохимических отношений средних значений пар элементов. Табл. 3 показывает, что наименее метасоматически измененные граниты Пержанского массива (сырницкие, хочинские, львовковские) по величинам геохимических отношений практически полностью соответствуют наиболее лейкократовым и метасоматически измененным гранитам Коростенского плутона.

Изложенное выше позволяет предполагать, что граниты Пержанского массива генетически связаны с коростенским комплексом и являются его наиболее поздними лейкократовыми дифференциатами, в различной степени переработанными на позднемагматической и постмагматической стадиях. В связи с этим выделение гранитов центральной части Суцано-Пержанской зоны в самостоятельный комплекс представляется нецелесообразным.

Список литературы. 1. *Безпалько Н. А.* Биотитовий граніт верхньої течії р. Перга (Волинь).— «Геол. журн.», 1965, т. 25, вип. 4, с. 79—89. 2. *Безпалько Н. А.* Петрографія і акцесорні мінерали гранітів та метасоматитів Північної Волині. Київ, «Наукова думка», 1970, 159 с. 3. *Безпалько Н. А.* Гранітні, основні породи та метасоматити Суцано-Пержанської зони.— В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972, с. 306—317. 4. *Галецкий Л. С.* Новый тип аногранитов.— «Геол. журн.», 1970, т. 30, вип. 6, с. 61—71. 5. *Жуков Н. Н., Серга А. Ю., Молявко В. Г.* Методы разделения неоднородной совокупности по комплексу показателей.— В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Киев, «Вища школа», 1976, с. 101—107. 6. *Личак И. Л.* Биотитовые граниты Пержанского массива.— В кн.: Геология СССР. Т. 5, М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 155—168. 7. *Металиди С. В.* Геохимия и рудоносность Суцано-Пержанской тектонической зоны.— В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Киев, «Вища школа», 1975, с. 56—67. 8. *Усенко И. С. и др.* Справочник по петрографии Украины. Киев, «Наукова думка», 1975, 579 с.

THE COMPARIS ON GRANITES OF NORTH-WEST PART
OF UKRAINIAN SHIELD BY THE USE OF QUANTITIVE
ANALYSES OF PETROGEOCHEMICAL DATA

The comparison rocks of Osnitck and Korosten complexes with granites of Perganian massiv are done in the article. The complex of signs geochemical, petrographical and petrochemical and mathematic methods of grouping was used in comparision studied rocks.

Authors in fer that the granites of Perganian massiv are belong to Korostenian complex.

Г. Т. ПРОДАЙВОДА, А. В. СУХОРАДА, старшие научные сотрудники,
Г. Г. ПАВЛОВ, мл. науч. сотр. (Киевский университет)

**ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ
НОВОГРАД-ВОЛЫНСКОГО БЛОКА СЕВЕРО-ЗАПАДА
УКРАИНСКОГО ШИТА И ИХ ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ**

В последнее время становится все более очевидной важная роль процессов гранитообразования в формировании земной коры [9, 16]. Однако выяснить их основные закономерности для докембрийских образований очень сложно, так как в большинстве случаев эти процессы представляют собой результат совмещенных в пространстве многих разновременных процессов: метаморфизма, магматизма и тектогенеза. Вот почему реконструкция закономерностей формирования докембрийских пород требует специальных комплексных исследований. Такой подход при изучении докембрийских образований Украинского щита успешно осуществляется в течение ряда лет проблемной лабораторией физико-химических исследований горных пород геологического факультета Киевского университета [12, 19, 20].

Остановимся на экспериментальном исследовании физических свойств гранитоидов Новоград-Волынского структурно-тектонического блока северо-западной части Украинского щита. Здесь наиболее развиты граниты и гранодиориты кировоградско-житомирского комплекса. Они образуют незначительные по площади массивы или слагают ядра многочисленных гнейсомигматитовых куполов в пределах Полонской, Новоград-Волынской и Корецкой структур. Среди гранитов выделяется два типа — «полонский» и «курчицкий». В сводовых частях Новоград-Волынской и Корецкой структур [23] расположены массивы соответственно новоград-волыньских и мухареvских гранитов, относимых [22, 24] к среднепротерозойскому этапу активизации протоплатформы.

Физические свойства этого района изучали И. А. Болабушевич, П. П. Мищенко, В. М. Егоров, В. М. Беланов, В. И. Шаповал, Е. И. Симан, А. Л. Поливончук, Е. Л. Беспалая, В. Ф. Ин-

дутный, А. И. Эльберт, Л. А. Смorchков. Исследования в основном касались плотности и магнитной восприимчивости. Получены отрывочные данные по скоростям продольных волн [6]. Результаты обобщены М. Г. Распоповой, В. М. Белановым, В. Ф. Индунтым [1, 15].

Методика настоящих исследований аналогична описанным ранее [18, 19, 20]. Отличительной особенностью является то, что исследования проводились в комплексе с геолого-геохимическими работами, базировались на экспериментальном изучении пород с четкой геолого-петрографической привязкой и сопровождалась детальными минералого-петрографическими и петрохимическими исследованиями, а поэтому могут быть приняты в качестве опорных при проведении детальных петрофизических и геофизических работ в этих районах.

Как следует из данных табл. 1, по плотностным свойствам породы кировоградско-житомирского комплекса можно разделить на три группы: 1. Группа со средними значениями удельной массы, изменяющейся в пределах $\bar{\sigma}=2,678-2,751$ г/см³ и плотности $\bar{\rho}=2,665-2,739$ г/см³. Сюда относятся гранодиориты р. Тни, гранодиориты с. Александровки и мигматиты г. Полонного. Значение коэффициента удельной относительной структурной рыхлости ω_6 [14] этих пород колеблется от 7,77 до 7,86 см³. 2. Группа со значениями $\bar{\delta}=2,660-2,678$ г/см³ и $\bar{\rho}=2,621-2,658$ г/см³. Эта группа объединяет аплит-пегматоидные граниты с. Каменного Брода и граниты с. Курчиц. Значение коэффициента ω_6 находится в пределах 7,81—7,87 см³. 3. Группа лептитовидных гранитов г. Новоград-Вольнского с наименьшей средней удельной массой ($\bar{\sigma}=2,614$ г/см³) и плотностью ($\bar{\rho}=2,59$ г/см³). Они отличаются особенно высокими значениями $\omega_6=8$ см³.

Можно отметить общее разуплотнение и структурное разрыхление образований кировоградско-житомирского комплекса при переходе от первой к третьей группе, что отражает особенности количественно-минералогического состава пород этих групп. Для более плотных пород первой группы характерно присутствие амфибола (до 5—10%), биотита (8—16%) и плагиоклаза (до 48%).

Колебания удельной массы и плотности внутри этой группы хорошо согласуются с изменением минерального состава пород, особенно содержанием в них амфибола и биотита. В образованиях второй группы исчезает амфибол, сокращается содержание биотита (до 6%), уменьшается содержание плагиоклаза и его основность, увеличивается концентрация калишпата. Это приводит к общему разуплотнению и относительному структурному разрыхлению пород группы. Соответственно породы третьей группы, не содержащие биотита и состоящие преимущественно из калишпата, являются наиболее разуплотненными и структурно «рыхлыми».

Таблица 1. Плотностные, емкостные, упругие и тепловые свойства пород Новоград-Вольнского блока

Физические свойства и статистические параметры	Номера выборок															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Удельная масса, г/см ³	x	2,751	2,709	2,691	2,660	2,678	2,614	2,665	2,657	2,642	2,704	2,708	2,672	2,660	2,653	2,656
	v	1,4	1,0	1,2	1,1	0,7	1,0	—	1,4	1,1	1,2	2,5	—	—	—	—
Плотность, г/см ³	x	2,739	2,695	2,665	2,658	2,653	2,590	2,621	2,625	2,625	2,675	2,701	2,652	2,614	2,615	2,615
	v	1,0	0,6	0,9	0,4	0,4	0,9	0,6	0,6	1,0	0,5	0,4	—	—	0,3	0,3
Общая пористость, %	x	0,81	0,84	1,43	0,8	—	1,14	1,05	1,37	1,00	1,71	1,14	0,79	1,86	1,60	1,58
	v	98	112	75	73	—	68	—	74	68	55	97	—	—	—	—
Эффективная порис- тость, %	x	0,29	0,25	0,24	0,24	—	0,60	—	0,72	0,44	0,36	0,31	—	—	0,36	0,69
	v	30	27	27	26	—	59	—	30	33	31	20	—	—	—	—
Скорость продоль- ных волн, км/с	x	5,31	5,65	5,67	5,49	—	5,54	—	5,10	5,50	5,65	5,60	—	—	4,85	5,20
	v	6	6	4	6	—	7	—	10	3	3	4	—	—	—	—
Скорость попереч- ных волн, км/с	x	3,13	3,36	3,36	3,24	—	3,27	—	2,90	3,26	3,22	3,21	—	—	2,98	3,13
	v	4	4	4	5	—	5	—	7	4	3	2,5	—	—	—	—
Модуль Юнга, Е · 10 ¹¹ дин/см ²	x	6,63	7,43	7,40	6,90	—	6,88	—	5,76	6,84	6,98	6,96	—	—	5,57	6,21
	v	10	9	8	10	—	11	—	18	7	5	6	—	—	—	—
Модуль сдвига, 10 ¹¹ дин/см ²	x	2,69	3,05	3,01	2,80	—	2,80	—	2,34	2,80	2,78	2,77	—	—	2,33	2,55
	v	8	8	8	10	—	10	—	21	8	6	6	—	—	—	—
Теплопроводность, 10 ⁻³ кал/см · с · град	x	3,98	5,01	5,36	4,44	—	5,24	—	4,78	5,33	4,29	5,10	—	—	—	—
	v	28	21	15	37	—	21	—	23	29	27	11	—	—	—	—
Температуропровод- ность, 10 ⁻³ см ² · с	x	10,31	12,87	13,42	13,69	—	15,24	—	13,88	15,40	11,18	12,09	—	—	—	—
	v	28	21	11	27	—	20	—	22	22	24	10	—	—	—	—
Удельная структур- ная рыхлость, см ³	x	7,86	7,82	7,80	7,87	7,81	8,00	—	7,89	7,88	7,82	7,85	—	—	7,82	7,84
	v	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание: \bar{x} — среднее значение физического параметра; v — коэффициент вариации, %; 1 — гранодиорит, р. Тня; 2 — гранодиорит-порфир, с. Александровка; 3 — мигматит, г. Полонное; 4 — гранит, с. Курчицы; 5 — гранит, с. Каменный Брод; 6 — гранит (лептитовидный), р. Смолка (г. Новоград-Вольнский); 7 — гранит аплит-пегматоидный, с. Каменный Брод; 8 — гранит трахитоидный, р. Случь (Новоград-Вольнский); 9 — гранит лейкократовый, р. Случь (Лубчицы); 10, 11 — гранит мухареvский, с. Печеводы; 12, 13 — гранит аплитовидный, с. Печеводы; 14 — гранит, с. Тростянец; 15 — гранит, с. Поддубы.

Если породы кировоградско-житомирского комплекса расположить в ряд по убыванию плотности (гранодиориты—гранодиорит-порфиры—граниты курчицкие—аплит-пегматоидные—лептитовидные граниты), то, отражая степень разуплотнения и структурного разрыхления пород, он будет соответствовать увеличению содержания кремнекислоты.

Таблица 2. Магнитные свойства гранитоидов Новоград-Вольнского тектонического блока и интенсивность магнитного поля в пунктах их опробования

Номера выборок	κ		I_s		I_n			Q			β	ΔZ
	\bar{x}	v	\bar{x}	v	\bar{x}	M_0	v	\bar{x}	M_0	v	\bar{x}	
Образования кировоградско-житомирского комплекса												
1	0,033	24	0,07	33	0,002	0,001	233	0,10	0,054	76	0,3	+190
2	0,029	104	0,08	39	0,032	0,007	137	1,95	0,54	104	28	- 20
3	0,013	38	0,05	31	0,033	0,001	84	0,52	0,21	110	33	- 20
4	0,011	31	0,03	55	0,001	0,001	58	0,36	0,18	67	6	+ 40
5	0,013	38	0,04	54	0,001	0,001	79	0,22	0,13	86	13	+170
6	0,007	74	0,04	118	0,001	0,006	86	0,48	0,15	86	3	-
7	0,004	121	0,03	57	0,002	0,001	87	1,53	-	131	-	-
Гранитоиды этапа активизации												
8	0,280	76	0,18	78	0,036	0,085	135	0,36	0,13	107	23	+460
9	0,070	140	0,06	93	0,003	0,001	102	0,23	0,09	76	1	-
10	0,136	112	0,12	81	0,012	0,005	115	0,25	0,18	59	3	+670
11	1,430	48	0,64	56	0,064	0,039	65	0,10	0,08	34	4	+440
12	0,650	35	0,42	34	0,014	0,010	73	0,06	0,04	69	-	+440
13	0,010	45	0,04	40	0,001	0,001	38	0,25	0,23	82	-	+670
14	0,017	94	0,03	59	0,002	0,001	68	0,25	0,19	58	56	+580
15	0,007	84	0,04	44	0,002	0,002	71	1,80	0,37	107	4	+340

Примечание: Здесь и в табл. 3 номера выборок соответствуют табл. 1. κ — Магнитная восприимчивость, 10^{-3} ед. СГС; I_n — естественная остаточная намагниченность, 10^{-3} ед. СГС; Q — фактор, $Q = I_n / 0,43\kappa$; I_s — намагниченность насыщения гс·см³/г; $\beta = 10^3 I_{rs} / I_s$; I_{rs} — остаточная намагниченность насыщения, 10^{-3} ед. СГС; M_0 — мода; ΔZ — приращение вертикальной составляющей напряженности магнитного поля Земли относительно уровня магнитной обсерватории проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород Киевского университета, Жуков хутор, гамма.

В направлении общего разуплотнения пород наблюдается также увеличение тепло- и температуропроводности, менее выражено увеличение общей пористости индуктивных магнитных параметров.

Величины магнитной восприимчивости и намагниченности насыщения этих типичных представителей горных пород немагнитного класса [18] закономерно уменьшаются в этом же направлении (табл. 2), отражая уменьшение концентрации парамагнитных темноцветных минералов, т. е. хорошо коррелируются с характером общего разуплотнения и относительного струк-

турного разрыхления образований этого комплекса. Магнитная жесткость имеет низкие значения, что подтверждает определяющую роль парамагнитных минералов в создании индуктивной намагниченности.

По величине упругих параметров все изученные породы различаются меньше. Максимальные скорости продольных и поперечных волн $V_{p(max)}$ и $V_{s(max)}$ не превышают соответственно 6,06 и 3,56 км/с.

Таблица 3. Радиоактивные свойства гранитоидов Новоград-Вольнского тектонического блока

Номера выборки	Общая радиоактивность			Излучающие элементы			
	\bar{x}	v	Закон распределения	K	U	Th	Th/U
Кировоградско-житомирский комплекс							
1	10,0	8	Лн	3,18	3,37	8,7	2,3
2	10,2	6	Н	3,41	3,31	9,6	2,7
3	14,4	26	Лн	2,62	5,94	16,3	2,5
4	22,6	7	Лн	4,17	7,89	33,4	4,8
5	21,5	16	?	4,24	6,87	23,7	5,0
6	9,93	9	Н	4,91	2,00	10,5	3,9
7	11,8	27	—	3,71	11,25	4,8	0,6
Гранитоиды этапа активизации							
8	13,3	9	Лн	3,82	4,09	14,0	3,5
9	19,7	23	Лн	3,39	6,84	26,1	3,5
10	8,1	22	—	4,5	4,55	2,6	1,5
11	7,3	16	Н	3,02	2,98	5,5	2,5
12	13,5	20	—	3,29	2,30	22,4	8,6
13	5,1	13	—	4,5	0,8	1,7	1,5
14	16,4	19	Н	3,51	2,42	33,4	18,5
15	13,6	62	?	3,42	1,02	15,3	9,6

Примечание: Оценка содержания Th выполнена радиометрически для нескольких образцов каждой выборки; для этих же проб рассчитаны Th/И·Н—не противоречит гипотезе нормального распределения, ?—распределение не соответствует нормальному закону, Лн—логнормальный закон распределения общей радиоактивности. Общая радиоактивность, 10^{-4} % экв. И; К, %; И, Th, 10^{-4} %.

Характер связи общей радиоактивности (табл. 3) с составом пород кировоградско-житомирского комплекса описывается немонотонной зависимостью. Средние значения этого параметра максимальны для гранитов житомирского типа (карьеры г. Полонного, сел Курчиц, Каменного Брода) и значительно ниже в породах более основных (гранодиориты р. Тни, с. Александровки, мигматиты г. Полонного) и кислых (лейкократовые разности

с. Каменного Брода и реки Смолки). Анализ табл. 3 показывает, что общая радиоактивность в значительной мере обуславливается распределением Th — главным излучателем для житомирского гранита.

γ -Радиоактивность других разностей комплекса обусловлена содержанием U и K^{40} , при сохранении преобладающей роли Th над U. Исключения составляют аплито-пегматоидные граниты с. Каменного Брода, обогащенные U и обедненные Th, в результате чего отношение $Th/U < 1$.

Гранитоиды этапа активизации (см. табл. 1) по величине плотностных параметров можно сопоставить со второй группой пород кировоградско-житомирского комплекса. Средние значения их удельной массы находятся в пределах 2,653—2,672 г/см³, а значение коэффициента относительной структурной рыхлости $\omega_8 = 7,82—7,88$ см³. Вместе с тем мухареvские граниты по плотностным свойствам ближе к породам первой группы. Они структурно более уплотнены ($\omega_8 = 7,82—7,85$ см³), причем их повышенная плотность хорошо согласуется с минералогическим составом. В частности, для них характерно более высокое содержание биотита (до 10%). Эти граниты отличаются и повышенными средними значениями скоростей продольных (5,60—5,65 км/с) и поперечных (3,21—3,22 км/с) волн, имеют более высокий модуль Юнга и более низкую эффективную пористость (0,31—0,36%). Лейкократовые граниты с. Лубчиц с высокими содержаниями кварца являются и наиболее теплопроводными ($\lambda = 5,53 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град).

По магнитным свойствам гранитоиды периода активизации резко дифференцированы (см. табл. 3). В отличие от рассмотренных выше пород типичные представители этого комплекса — новоград-волинские и мухареvские граниты относятся к образованиям магнитного класса, тогда как граниты сел Тростянца и Поддубец, близкие по магнитным характеристикам, принадле-

Таблица 4. Корреляционные связи между плотностью и содержаниями

Номера выборок	Ti	Cr	Co	Ni	V	Zr
1	0,36	0,20	0,13	0,12	0,38	-0,25
2	0,20	0,18	0,26	0,33	0,18	-0,02
3	0,59	0,11	0,67	0,46	0,81	-0,71
4	0,11	-0,11	0,44	0,02	0,11	-0,24
6	0,01	-0,10	-0,09	0,24	0,19	0,01
8	0,09	0,24	0,16	0,21	0,21	0,05
9	0,60	0,24	0,17	0,39	0,59	0,43
10	0,47	0,05	0,34	-0,24	0,02	0,29
11	-0,02	-0,23	0,12	-0,04	0,03	-0,41

* ОР—общая радиоактивность.

жат к классу немагнитных (немагнитность их, вероятно, вторичная, о чем свидетельствует наличие мартита). Термомагнитные кривые $I_s—T$ гранитов немагнитного класса представляют собой прямые без значительных перегибов и отражают большую роль парамагнитной составляющей. Разности с большими значениями I_s характеризуются практически обратимыми кривыми $I_s—T$ магнетитового типа с точкой Кюри, равной 575—580° С.

По типу корреляционных связей плотности с химическими элементами и магнитными свойствами среди пород кировоградско-житомирского комплекса выделяются мигматиты (табл. 4). Для них характерны значимые и даже сильные прямые корреляционные связи между плотностью и титаном ($r=0,59$), кобальтом ($r=0,67$), никелем ($r=0,46$), ванадием ($r=0,81$), цирконием ($r=0,71$), магнитной восприимчивостью ($r=0,76$). Связь I_s с элементами группы железа сильная положительная и с общей радиоактивностью — отрицательная.

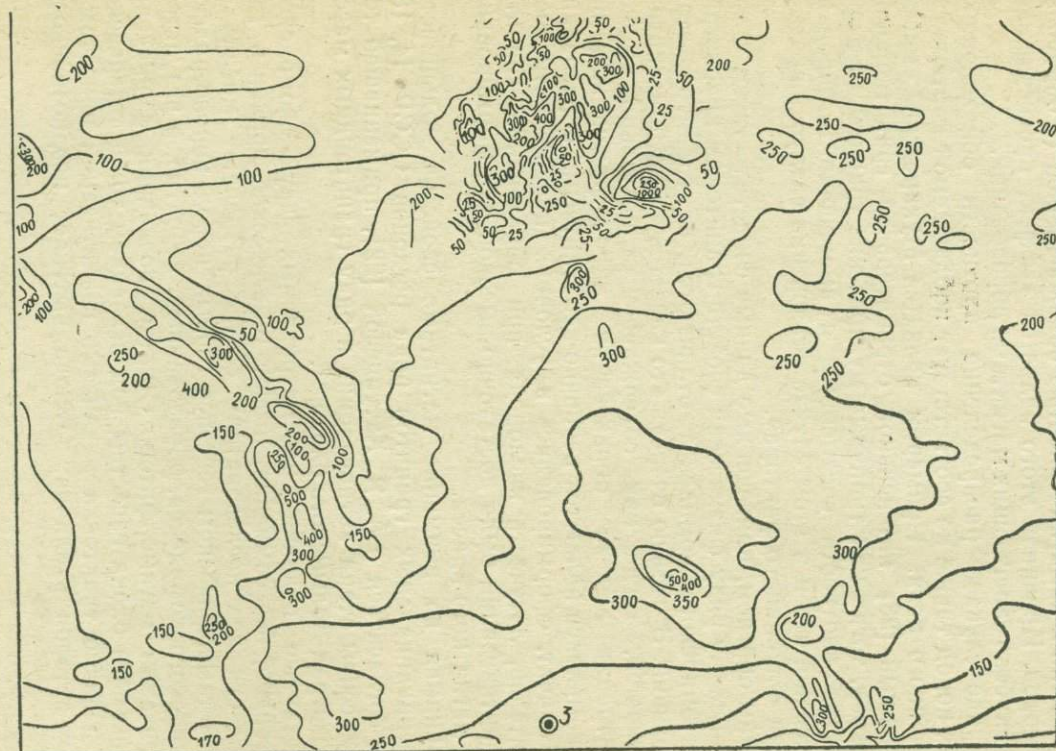
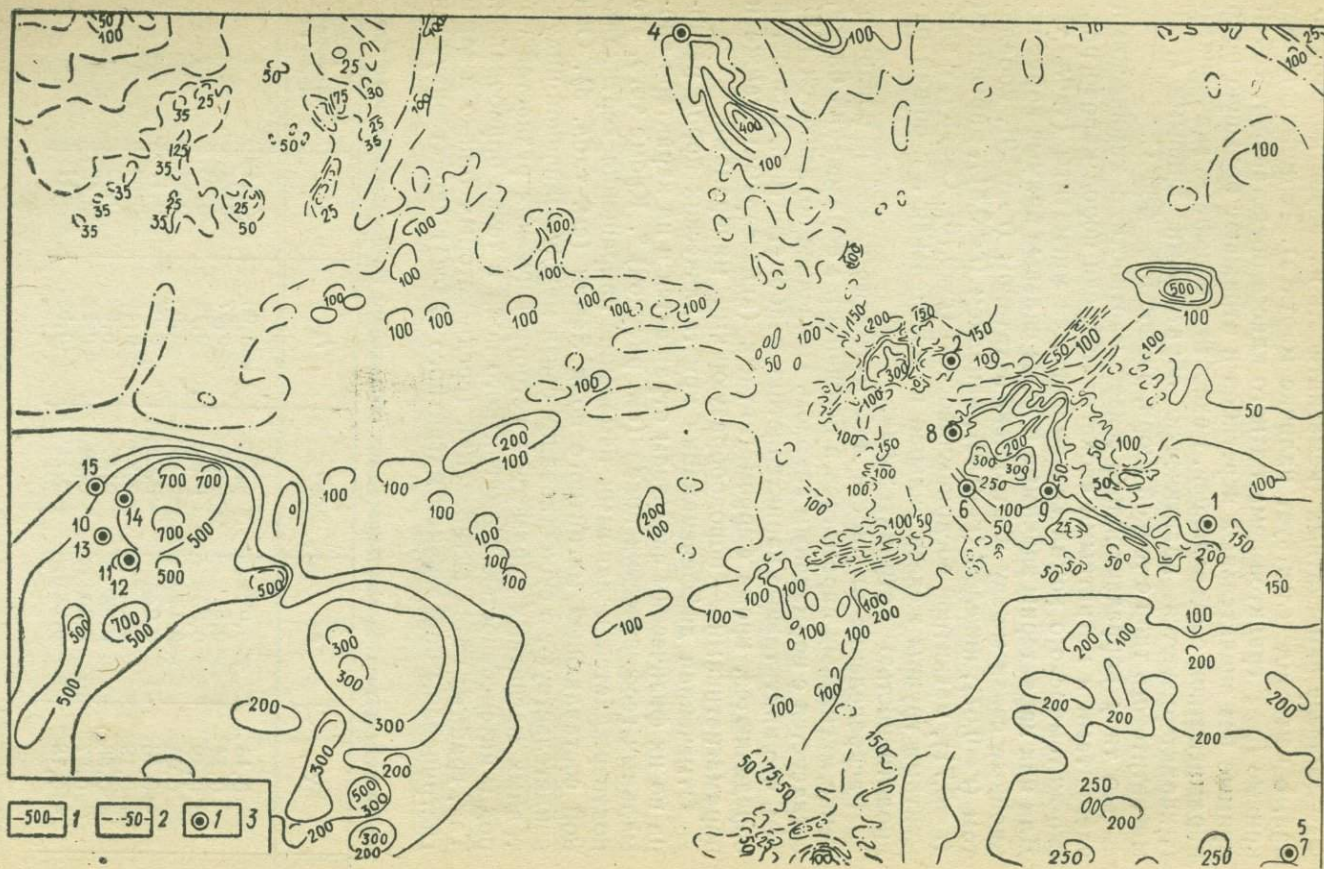
Распределение плотности для мигматитов, как и распределение магнитных параметров в большинстве образований блока, согласуется с нормальным законом. Последнее объясняется [18] тем, что индуктивные характеристики слабомагнитных разностей определяются, кроме ферромагнитных (аксессуарных), также и парамагнетиками — породообразующими минералами.

Отмеченная дифференциация кристаллических пород региона по их физическим свойствам отражается и на характере аномальных геофизических полей (см. рисунок)*. Кроме того, это подтверждается и данными измерений приращения вертикальной составляющей магнитного поля Земли (см. табл. 3). Они свидетельствуют о существовании связи между величиной индуктивных магнитных параметров петрографических разностей пород и интенсивностью геомагнитного поля в точке опробования. Так, граниты этапа активизации (среди которых только и зарегистрированы образования магнитного класса) характеризуются

химических элементов кристаллических образований Новоград-Волинского блока

γ	Be	ОР*	I_s	κ	Закон распределения плотности
0,16	-0,03	0,13	-0,06	-0,11	?
0,14	-0,81	-0,02	-0,57	0,23	?
0,49	0,52	0,50	0,19	0,76	?
0,03	-0,14	-0,16	-0,08	0,54	H
-0,16	0,02	-0,02	0,08	0,17	H
-0,19	0,13	0,27	0,49	-0,07	H
0,58	0,39	0,43	0,52	0,42	?
0,27	0,30	-0,39	0,23	-0,42	H
-0,18	-0,23	-0,11	0,53	-0,11	H

* Сводная карта магнитного поля северо-запада УЩ любезно представлена Л. С. Галецким.



Аномальное магнитное поле Новоград-Волынского блока (по материалам треста «Киевгеология»):
 1 — изодинамы $\Delta Z > 0$, 2 — изодинамы $\Delta Z < 0$, 3 — пункты опробования гранитоидов (№ выборок соответствуют табл. 1, 2).

довольно высокими положительными значениями ΔZ^* , а над гранитоидами кировоградско-житомирского комплекса эта величина существенно меньше. Вместе с тем для целого ряда точек (выборки 14, 15, отчасти выборки 1,5) наблюдается явное несоответствие между относительно высокой интенсивностью магнитного поля и намагниченностью обнажающихся (и опробованных) пород. Причиной этого является «эффект просвечивания» более глубоко залегающих магнитных образований.

В ряде случаев распределение плотности обнажающихся горных пород также не соответствует наблюдаемой картине гравитационного поля. Примером является Мухаревский массив, выраженный [23] интенсивной отрицательной гравитационной аномалией, тогда как типичные мухаревские граниты (выборки 10, 11) по плотности соизмеримы с вмещающими породами. Естественно, что и в этом случае объяснение следует искать во влиянии «глубинного фактора».

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что по целому ряду физических свойств гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса отличаются от гранитов этапа активизации. В первую очередь это касается их петромагнитных особенностей. Тогда как содержащие относительно высокие концентрации железа образования кировоградско-житомирского комплекса являются первично-немагнитными образованиями и, значит, сформировались в условиях низкой активности окислителей, летучесть кислорода при образовании гранитов этапа активизации была достаточно высокой для формирования пород магнитного класса.

Принимая во внимание магнитные свойства большинства внегеосинклинальных гранитов ряда регионов СССР [4, 18], можно согласиться с А. Я. Хатунцевой [22], применившей термин «массивы этапа активизации» к ряду гранитоидных массивов Новоград-Вольнского блока **.

Указанные отличия рассматриваемых двух комплексов гранитоидов, без сомнения, имеют генетические причины. Так, практически все исследователи сейчас разделяют мнение об ультраметаморфическом генезисе горных пород кировоградско-житомирского комплекса, образованных, вероятно, в результате гранитизации метаморфитов. Остатки последних в пределах описываемого блока известны под названием толщ тетереvской серии. Однако трактовка механизма гранитизации при этом у разных авторов различна. Отсюда вытекает неоднозначность

* Магнитное поле в районе обсерватории Жуков хутор близко к нормальному для северо-западной части УЩ.

** Как известно, на основании петрографической близости упомянутые образования издавна параллелизировались с разностями кировоградско-житомирского комплекса [2].

петрологической интерпретации приведенных петрофизических материалов, особенно плотностных свойств.

Основной спорной проблемой является степень миграции породообразующих компонентов в процессе образования гранитоидов и причины образования гранитоидов различного состава.

По некоторым данным [10, 21], можно выделить естественный ряд горных пород (гнейсы—гранодиориты—плагиограниты—граниты житомирские и кировоградские—граниты аплит-пегматоидные), формирование которых происходит последовательно за счет предыдущих вследствие смены тектонических и термодинамических условий. В общем случае этот ряд отвечает понижению Р—Т-условий, нарастанию процессов гранитообразования и временной последовательности процессов. Другие исследователи [25] причину разнообразия состава докембрийских гранитов видят в различном составе первичного субстрата, считая процесс гранитизации изохимическим. При таком понимании вопроса существующие ныне реликты субстрата в гранитоидных массивах нельзя рассматривать как исходный материал, из которого возник гранит. Ряд авторов [7] допускают возможность образования гранита по исходной породе любого состава.

Петрофизические исследования показали, что некоторые характеристики физических свойств горных пород можно использовать для изучения истории формирования и последующих изменений образований. Это прежде всего касается «структурочувствительных» параметров — плотностных и некоторых магнитных. Установлено [5, 17], что в процессе гранитообразования происходит разуплотнение вещества. По мнению Н. Б. Дортман, В. В. Жданова [5], это разуплотнение свидетельствует о падении давления. Л. П. Свириденко же, изучая архейские образования Карелии, пришел к выводу [17], что причины разуплотнения могут быть различными (изменение химического состава и структуры пород, калиевый метасоматоз и др.).

Н. З. Евзикова и Г. В. Ицкисон [8] отметили кристаллоструктурную направленность в изменении породообразующих минералов в процессе гранитообразования (структурные изменения сопровождаются изменением состава), ведущую роль геодинамических напряжений; выделили по величине коэффициента относительной структурной рыхлости минералов тектономинеральные фации растяжения и сжатия. В частности, на основе кристаллоструктурной направленности кремнекалиевого метасоматоза Г. В. Ицкисон наметила следующую схему тектономинеральных фаций растяжения: биотитовую, биотит-калишпатовую, калишпатовую.

В соответствии с кристаллоструктурной направленностью гранитообразования и предложенной схемой изученные породы кировоградско-житомирского комплекса можно разделить на две тектономинеральные фации — калишпатовую и биотит-калишпатовую. Ко второй отнесем породы первой и второй петро-

плотностной группы кировоградско-житомирского комплекса, а к калишпатовой — третьей.

С учетом магнитных параметров эти образования закономер-но изменяют свойства в соответствии с содержанием в них кремнекислоты. Если последнее рассматривать как меру интенсивности гранитизации субстрата, то отмеченная тенденция может свидетельствовать об индикационных свойствах петрофизических параметров.

Гранитоиды массивов этапа активизации по целому ряду признаков (морфологических, тектонических, петро- и геофизических) контрастно отличаются от вмещающей их гранито-мигматитовой толщи кировоградско-житомирского комплекса. По характеру аномальных полей, создаваемых этими массивами, они выделялись из состава кировоградско-житомирского комплекса [3]. В настоящее время не исключается возможность интрузивного образования массивов типа Мухаревского [2, 3].

С этих позиций петрофизическую гетерогенность слагающих их пород следует рассматривать как отражение гетерогенности фаций, часть из которых по своему содержанию может быть продуктами различных интрузивных фаз. В этом случае представляется возможным провести расчленение изученных массивов на основе установления последовательности внедрения интрузивных фаз по плотностным и магнитным свойствам.

Используя сведения о характере распределения этих параметров в хорошо изученных многофазных интрузивах [4, 18], можно предположить, что более плотным и магнитным образованиям (выборки 10, 11) соответствуют более ранние фазы внедрения. Особенности гравитационного поля над этими образованиями можно объяснить, допустив, что опробованные разности представляют собой апикальные части относительно слабо эродированного массива, под которыми залегают магнитные, однако менее плотные породы.

Магнитные свойства типичных представителей Мухаревского и Новоград-Волынского массивов могут свидетельствовать о формировании этих гранитов из сухих высокотемпературных магм. Следует также считаться и с альтернативой об ультраметаморфогенном генезисе этих пород. В последнем случае продуктивным представляется мнение И. Б. Щербакова [25] о существовании в докембрийском фундаменте блока двух линий ультраметаморфических гранитов (апопелиты и апобазиты). Первые при этом практически лишены магнетита, для вторых он является индекс-минералом. (Граниты Мухаревского и Новоград-Волынского массивов в соответствии с этими представлениями относят к апобазитовому ряду, курчицкие и большинство других гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса — к апопелитовому).

Представляется, однако, что в принципе обе эти петрологические модели, объясняющие образования магнитных разностей,

сводятся к признанию определяющей роли температуры процесса гранитообразования как регулятора парциальной летучести окислителей [18].

Подводя итоги, следует сказать, что приведенная интерпретация материала отражает типичное для современной петрофизики кристаллических пород докембрия состояние — она успешно решает задачи расчленения и корреляции этих образований, но неоднозначна в решении генетических вопросов. Однако в рамках определенной петрологической концепции (выбранной из геологических соображений) привлечение петрофизической информации позволяет значительно детализировать параметры и механизм процесса гранитообразования.

Список литературы. 1. Беланов В. М., Индутьный В. Ф. Характеристика физических свойств кристаллических пород северо-западной части Украинского щита.—«Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР», 1964, № 9/11. 2. Геология СССР. Украинская ССР и Молдавская ССР. Т. 5. Ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1958, 1000 с. 3. Гречишников В. М., Чистякова Т. А. Геохимические особенности гранитоидов северо-западной части Украинского щита.—«Геол. журн.», 1972, т. 32, вып. 2, с. 42—58. 4. Дортман Н. Б. Петрофизика кристаллических пород. Автореф. докт. дис. Л., 1970, 43 с. 5. Дортман Н. Б., Жданов В. В. Петрофизические изменения в процессе метаморфизма горных пород.—В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 350—365. 6. Дьячкова А. Я., Кудрявцева М. Н. Скорости упругих волн в некоторых кристаллических породах Украинского щита по данным лабораторных исследований.—«Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР», 1964, вып. 9 (11), с. 75—80. 7. Жданов В. В. «О процессе гранитизации гипербазитов.—Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 5, с. 175—200. 8. Евзикова Н. З., Ицкисон Г. В. Структурная плотность ретики как показатель условий минералообразования.—«Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1962, т. 98, вып. 2, с. 33—43. 9. Крылова М. Д. и др. Эволюция вещества при ультраметаморфизме. Л., «Наука», 1972, 275 с. 10. Личак И. Л. и др. Гранитоидные формации Украинского щита.—В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 350—375. 11. Наливкина Э. Б. Проблема формаций метаморфических и ультраметаморфических пород.—В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 175—190. 12. Поваренных А. С., Продайвода Г. Т. Связь теплопроводности минералов с их структурными особенностями.—«Геол. журн.», 1972, т. 32, вып. 1, с. 66—77. 13. Половинкина Ю. Ир. Время и место ультраметаморфического петрогенеза в докембрийском кристаллическом массиве Украины.—В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 37—46. 14. Продайвода Г. Т., Моляко В. Г. Петрофизические особенности новейшего вулканизма Закарпатье и их геологическое значение.—В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Изд-во при Киев. ун-те, 1976, с. 78—92. 15. Распопова М. Г. Обобщение материалов геофизических исследований по северо-западной части УКЩ.—«Труды УКРНИГРИ», 1963, вып. 4, с. 77—90. 16. Рудник В. А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л., «Недра», 1975, 575 с. 17. Свириденко Л. П. Специфика докембрийских гранитоидов Карелии.—В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., «Наука», 1961, с. 115—130. 18. Сухорада А. В. Магнитные свойства гранитоидов и некоторые аспекты их геологической интерпретации. Автореф. канд. дис. Киев, 1972, 24 с. 19. Толстой М. И. и др. Петрофизические особенности гранитоидов чудново-бердичевского комплекса Украинского щита.—«Геол. журн.», 1973, т. 33, вып. 3, с. 69—75. 20. Толстой М. И. и др. Петрофизические особенности гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса Украинского щита и их генетическое значение.—«Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР»,

1973, № 52, с. 25—30. 21. Усенко И. С. и др. О специфике раннедокембрийского гранитоидного магматизма Украинского щита.— В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., «Наука», 1974, с. 220—245. 22. Хатунцева А. Я. О формациях крайнего северо-запада Украинского щита.— «Геол. журн.», 1972, т. 32, вып. 2, с. 55—61. 23. Хатунцева А. Я., Ивантишин М. Н. Геологические формации северо-западной части Украинского щита.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965, с. 134—140. 24. Хатунцева А. Я., Колосовская В. А., Почтаренко В. И. Вулканические бомбы в протерозое северо-запада Украинского щита.— «Геол. журн.», 1975, т. 35, вып. 2, с. 31—38. 25. Щербаков И. Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1975, 279 с.

G. T. Prodaiwoda, A. V. Sukhorada, G. G. Pavlov

PETROPHYSICAL CHARACTER OF GRANITOIDS
OF NOVOGRAD-VOLINIAN BLOCK IN NORTH-WEST PART
OF THE UKRAINIAN SHIELD
AND THEIR PETROLOGICAL IMPORTANCE

The results of the experimental study of the complex of physical properties (density, capacity, elasticity and magnetic parameters) of granitoids of Novograd-Volinian block in the Ukrainian shield are done in the article.

The principal regularities of change of the physical properties and connection them with conditions of forming of the granitoids are discussed.

И. М. ОСТАФИЙЧУК, ст. науч. сотр. (Киевский университет)

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ
АССОЦИАЦИЙ АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТ—АНДЕЗИТ—ДАЦИТОВ
ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

(На примере Западной вулканической зоны Армении)

Проблеме взаимосвязи мантийного и корового магматизма в настоящее время уделяется большое внимание, поскольку она определяет не только общие теоретические представления петрологии и металлогении, но также вопросы прикладного характера и, прежде всего, вопрос прогнозирования рудных месторождений.

Если генезис базальтоидных магм у большинства геологов сейчас не вызывает сомнения, то происхождение пород известково-щелочных серий состава андезито-базальт—андезит—дацит является спорным. Фракционная кристаллизация и ассимиляция — два основных процесса, которые чаще всего привлекают для объяснения их химических и петрографических особенностей. Кроме того, существует гипотеза, предполагающая наличие первичной андезитовой магмы, образующейся независимо в нижних горизонтах земной коры и верхней мантии.

Вместе с тем эти серии представляют собой важнейшую особенность кайнозойских горных цепей окраин континентов и некоторых внутриконтинентальных складчатых областей (Карпат, Большого и Малого Кавказа в Центральной Европе и Малой

Азии, плато Колорадо и западных областей Скалистых гор в Северной Америке и др.). Характер региональных и временных особенностей таких серий не постоянен. Некоторые вулканы извергают непрерывный ряд образований со всеми переходными членами, так называемые ассоциации пород когерентного типа, другие — дают преимущественно две группы лав (андезитовую и базальтовую или дацитовую, липаритовую), так называемые дивергентные серии. Вулканические образования внутриматериковых орогенов в отличие от орогенных структур, окаймляющих океанические впадины, формировались на земной коре зрелого типа с мощным гранитно-метаморфическим слоем. Особенности состава парагенетических ассоциаций вулканитов этих регионов должны отражать и структурно-тектоническую обстановку формирования, и условия зарождения породивших их расплавов.

В пределах складчатых сооружений Большого и Малого Кавказа и прилегающих к нему территорий северо-восточной Анатолии и северо-западного Ирана широко распространены постпалеогеновые вулканические ассоциации базальтов, андезитобазальтов, андезитов, андезито-дацитов, дацитов и пирокластических образований аналогичного состава [3, 4, 5, 11, 14].

Петрохимические особенности и распределение элементов примесей в андезито-базальт — дацитовой серии четвертичных вулканитов Кечутского хребта, являющегося частью Транскавказского поперечного поднятия в Западной вулканической зоне Армении, уже подробно рассматривались нами в статьях [6, 8]. Эта ассоциация вулканических пород представляет собой петрографически когерентную серию, варьирующую по составу от двупироксеновых андезито-базальтов с оливином до дацитов с широким развитием переходных разностей. Петрохимически установлен ее известково-щелочной характер [7, 14] и принадлежность к гиперстеновой серии Куно наряду с другими вулканическими сериями внутриконтинентальных орогенов (Лассен-Пика, Сьерра-Невады, Медисин-Лейка, рис. 1). Все указанные серии имеют направление дифференциации, близкое к таковому для средних составов пород, по Р. Дели. Выявляется гомодромный характер эволюции состава последовательных извержений в районе Кечутского хребта, линейность петрохимических трендов (щелочности, общего содержания железа, извести, магнезии), монотонное изменение геохимических отношений (К/Рb, Mg/Li и др.). Характерна для рассматриваемой ассоциации вулканических пород повышенная глиноземистость, относительное обеднение элементами фемической группы (Mg, Cr, Ni) и обогащение «коровыми» элементами (K, Rb, Pb, Mo), а также отсутствие заметного концентрирования редких примесей (Zr, Nb, Mo, Y), несмотря на значительное увеличение SiO₂ в последовательных порциях излияния. Вместе с тем наблюдается нелинейность изменения железистости и магниальности — у дацитовых разностей пород резко возрастает первый и падает

второй параметр. Данные для главных петрогенных и примесных химических элементов в образованиях андезит — дацитового и дацитового составов при нанесении на петрохимические диаграммы ($f(\text{SiO}_2)$, $f(\text{MgO})$, $f(\text{ag})$ и др.), как правило, показывают значительный разброс значений, выявляя часто и существенные разрывы в составах (например, по соотношению $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})$ [7]).

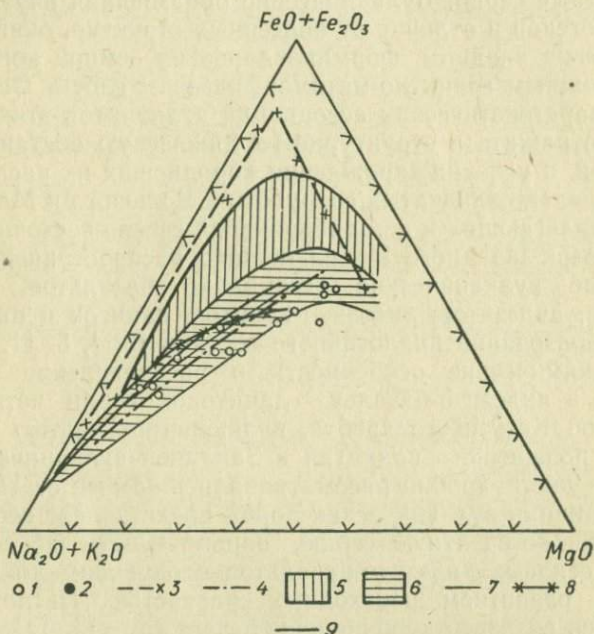


Рис. 1. Диаграмма $[(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - \text{MgO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ для четвертичной андезито-базальт — андезит — дацитовой ассоциации Западной части Армении:

1 — андезито-базальт — андезит — дацитовая серия Кечутского хребта; 2 — долеритовые базальты лори-ахурянской толщи; 3 — породы Скаергаардской интрузии, по Уэджеру и Диру; 4 — средние типы пород, по Р. Дели; 5 — поле пижонитовой серии пород Изу-Хаконе, по Х. Куно; 6 — поле гиперстеновой серии пород Изу-Хаконе, по Х. Куно; 7, 8, 9 — вариационная линия известково-щелочных пород, соответственно района Лассен-Пика, вулканогенных пород нагорья Медисин-Лейка, вулканогенных пород восточной части Центральной Сьерра-Невады, по Ноккольдсу и Алену.

Таким образом, один из главных моментов в развитии рассматриваемой серии вулканитов — плавный линейный характер трендов на вариационных петрологических диаграммах, что многие исследователи трактуют как признак существования эволюционной направленности в составе серии и развития последней в результате фракционной кристаллизации из единой родоначальной магмы. Фракционная кристаллизация расплава, отвечающего по составу простому оливиновому базальту, по данным Рингвуда и Грина [9], действительно может привести к

образованию магматических серий состава базальт — андезит — дацит в тех участках земной коры, где давление кислорода достаточно высокое (в результате повышения содержания воды или парциального давления водяного пара в системе), вследствие чего состав расплава будет меняться по направлению к эвтектике.

Гипотеза образования вулканитов кечутской серии в результате фракционной кристаллизации базальтов, по первичному составу соответствующих лори-ахурянским недифференцированным щелочно-оливиновым долеритовым базальтам, структурно и территориально сопряженным с кечутскими лавами [8, 14], была высказана К. И. Карапетяном [2] и разделялась ранее нами [6]. В наиболее общей форме петрохимическая эволюция представлялась, как насыщение базальтовой магмы кремнеземом и приближение ее состава к средне-тихоокеанскому типу.

Однако полученный дополнительный фактический материал противоречит этому: с одной стороны, факторы условий зарождения первичных магм (резко восстановительный режим, низкое парциальное давление кислорода, щелочной характер расплавов [8]), а с другой — изменение интенсивности разделения параметров состава при переходе от базальт — андезито-базальтовых к андезито-дацит — дацитовым разностям (искривление линий трендов, разрывы на петрологических диаграммах, большой разброс фигуративных точек составов [7]). Плавный характер трендов на вариационных петрологических диаграммах для доказательства фракционной кристаллизации является, по нашему мнению, необходимым, но недостаточным условием. К такому выводу пришел и Уилкоккс [15], исследуя известково-щелочные лавы вулкана Парикутин. К. Г. Ширинян [14] для ассоциации андезито-базальт — дацит Западной зоны Армении предполагает независимый от базальтоидов лори-ахурянского типа путь формирования пород в результате контаминации «сиалическим» материалом первичных магматических расплавов, относя их к «мантинго-коровому» (дифференциационно-ассимиляционному) типу.

Нами была сделана попытка количественно оценить оба предполагаемых пути развития исследуемой серии вулканитов. Принимая состав недифференцированных долеритовых базальтов за исходный, рассчитываем состав производных андезито-базальтов, образовавшихся в результате их фракционирования, как возможный состав остаточного расплава после отделения разного количества аккумулята (10, 15, 30% кристаллической фазы). При этом используем данные Рингвуда и Грина [9] по анализам оливина, орто- и клинопироксена и плагиноклаза из опытов при давлении 9 кбар и температурах 1310, 1280, 1220° С (табл. 1).

Расчетные составы иллюстрируют направленность фракционирования базальта при разной степени кристаллизации в условиях давлений 13,5 и 9 кбар, или на глубинах 30—35 км

(табл. 2). Образующиеся расплавы отличаются очень малыми изменениями содержания SiO_2 , если дифференциация продолжалась до стадии отделения как пироксена, так и оливина. Остаточный расплав по мере усиления фракционирования и при последовательном фракционировании постоянно обогащается Al_2O_3 , CaO и Na_2O , в то время как содержание SiO_2 сохраняется примерно прежним, т. е. состав становится все более глиноземистым. Для ограничения процесса обогащения Al_2O_3 и CaO должен выделяться и плагиоклаз (анортит).

Таблица 1. Исходные данные для расчета состава отделяющихся фаз ($P=9$ кбар)

Оксиды	Оливин				Ортопироксен			Клинопироксен		Плагиоклаз
	1310°	1266°	1280°	1220°	1290°	1270°	1250°	1290°	1220°	
SiO_2	40,7	39,6	40,7	39,2	54,5	53,9	52,9	49,2	49,2	48,0
FeO	10,3	16,1	10,1	18,0	7,8	8,3	9,1	9,0	9,5	—
MgO	48,7	44,0	48,9	42,5	30,0	29,6	28,5	20,9	16,9	—
CaO	0,3	0,3	0,3	0,3	2,9	2,8	2,6	9,7	15,2	16,0
Al_2O_3	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	4,9	5,4	6,9	11,2	9,0	33,6
Na_2O										2,5

Приведенные данные (см. табл. 2) свидетельствуют о том, что кристаллизация даже более 30—60% аккумулята состава габбро (20% cPx +10% Pl) не дает достаточного количества SiO_2 , а приводит к избытку FeO , Na_2O . К тому же нет доказательств существования ассоциирующего с андезито-базальтами на глубине такого количества полевошпатового и железо-магниевого кристаллического аккумулята типа габброидных интрузий или других тел. То есть процесс чистой фракционной кристаллизации оливинового щелочного базальта не может привести к образованию пород, по составу соответствующих андезито-базальтам основания кечутской свиты.

Подобно приведенному выше, и данные табл. 3 свидетельствуют о том, что лавы андезито-дацитового и дацитового составов не могли образоваться вследствие только фракционной кристаллизации дупироксеновых андезито-базальтов, равно как и только вследствие палингенного плавления корового вещества, по составу соответствующего усредненному известково-щелочному граниту Ноккольдса [13].

Основываясь на полученных результатах (см. табл. 2, 3), можно сделать вывод, что на определенном этапе происходит смешивание с «сиалическим» материалом (усвоенное не менее 60% по объему «гранитного» материала), т. е. фракционирование, сопровождающееся контаминацией при формировании серии пород базальт — андезито-базальт — андезит — дацит, а следовательно, допустить и существование промежуточных очагов, камер уже в пределах сиалической коры.

Таблица 2. Фракционирование оливинового базальта

Окислы	Первичный расплав	После отделения							
		10 % оРх	2,5% оРх+ +7,5% сРх	10 % оI	5 % оI+10% оРх	5 % оI+10% сРх	10 % сРх	20 % сРх+ +10 % рI	20 % сРх+ +30% рI
		13,5кбар 1310°	13,5кбар 1280°	9 кбар 1220°					Состав андезито-базальта основания кечутской свиты

Состав отделившихся кристаллов

SiO ₂	53,8	49,6	39,2	49,9	46,0	49,4	48,9	48,5
Al ₂ O ₃	6,4	11,0	0,2	3,28	6,0	9,0	17,2	3,8
FeO	6,6	9,2	18,0	8,6	12,3	9,5	6,3	6,7
MgO	30,3	22,3	42,5	36,2	25,5	16,9	11,3	15,7
CaO	2,9	7,9	0,3	2,0	10,2	15,2	15,5	23,7
Na ₂ O							0,8	1,5

Состав остаточного расплава

SiO ₂	48,51	48,51	48,76	49,52	48,83	49,63	49,01	49,16	49,61	52,91
TiO ₂	1,22	1,37	1,38	1,30	1,45	1,45	1,37	1,77	1,62	0,84
Al ₂ O ₃	17,42	18,87	18,50	18,52	20,15	19,69	18,58	17,80	29,49	17,17
Fe ₂ O ₃	3,92	4,41	4,38	4,17	4,67	4,67	4,41	5,69	7,45	5,07
FeO	6,27	6,31	6,00	5,71	5,93	5,28	6,0	6,34	5,49	3,32
MnO	0,16	0,19	0,16	0,17	0,19	0,19	0,19	0,23	0,30	0,15
MgO	7,17	4,65	5,53	5,37	2,08	4,00	6,16	5,50	0,63	5,44
CaO	9,27	10,10	9,49	9,85	10,68	9,23	8,72	6,72	0,42	8,62
Na ₂ O	3,64	4,09	4,08	3,87	4,33	4,34	4,09	4,92	5,30	3,92
K ₂ O	0,91	1,02	1,02	0,97	1,08	1,08	1,02	1,32	2,05	1,30
P ₂ O ₅	0,39	0,44	0,44	0,41	0,46	0,46	0,44	0,56	0,64	0,41

Следствием усвоения сиалического вещества может являться установленное обеднение рассматриваемой серии четвертичных вулканитов Западной зоны Армении Cr, Ni и другими феррическими компонентами и обогащение K, Rb, Pb, Mo [7], особенно по сравнению с известково-щелочным андезитом Тейлора [12] (последнее в качестве доказательства ассимиляционного генезиса андезитов в участках мощной сиалической коры выдвигалось и А. В. Гуциным [1]).

Вместе с тем надо подчеркнуть существование, с одной стороны, специфических черт, а с другой — генетического родства, преемственности для групп пород долеритовый базальт (лори-ахурянский) — андезито-базальт — андезит основания Кечутского разреза — андезито-дацит — дацит (средней части и верхов разреза). Общность структурно-тектонической позиции, приуроченность к одной меридиональной структуре глубинного заложения, тот факт, что на всех приведенных диаграммах и по всем числовым характеристикам долеритовые базальты лори-

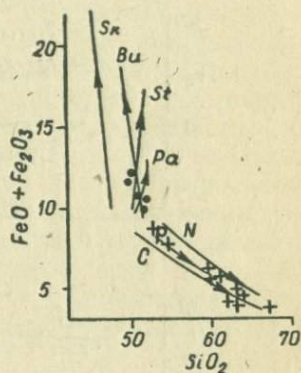
Таблица 3. Расчет возможных путей эволюции расплава состава андезито-базальта основания кечутской свиты до состава андезито-дацита средней части разреза той же свиты

Окислы	Первичный состав	При фракционировании (9 кбар, 1220°) после отделения					При ассимиляции						Состав андезито-дацита кечутской свиты	
		10% cPx	20% cPx+ +10% Pl	20% cPx+ +20% Pl	25% cPx+ +15% Pl	40% cPx+ +20% Pl	Известково-щелочной гранит. по С. Р. Ноккольдсу (γ)	+20%γ	+30%γ	+60%γ	После отделения 10% cPx			
											+20%γ	+30%γ		+60%γ
Состав отделившихся кристаллов														
SiO ₂		49,4	49,9	48,7	48,9	48,9	72,08							
Al ₂ O ₃		9,0	17,2	21,3	18,2	17,2	13,86							
FeO		9,5	6,3	4,8	5,9	6,3	1,67							
MgO		16,9	11,3	8,4	10,6	11,3	0,52							
CaO		15,2	15,5	15,6	15,5	15,5	1,33							
Na ₂ O			0,8	1,2	0,9	0,8	3,08							
Fe ₂ O ₃							0,86							
MnO							0,06							
TiO ₂							0,37							
K ₂ O							5,46							
Состав остаточного расплава														
SiO ₂	52,91	53,90	55,4	56,6	55,6	45,4	56,57	57,78	60,1	57,0	58,1	60,8	61,88	
TiO ₂	0,84	0,94	1,2	1,4	1,4	1,6	0,76	0,74	0,66	0,84	0,81	0,72	0,59	
Al ₂ O ₃	17,17	18,3	17,4	14,66	16,5	13,3	16,76	16,54	16,0	17,5	17,3	16,6	17,19	
Fe ₂ O ₃	5,07	5,7	7,35	8,6	8,45	9,8	4,40	4,13	3,49	4,89	4,74	3,9	2,88	
FeO	3,32	2,66	2,06	2,47	1,57	Не хват.	3,07	3,00	2,7	2,5	2,43	2,29	2,30	
MnO	0,15	0,17	0,22	0,26	0,25	0,28	0,13	0,13	0,12	0,15	0,16	0,10	0,08	
MgO	5,44	4,22	2,7	3,5	2,03	Не хват.	4,65	4,34	3,60	3,6	3,37	2,84	2,20	
CaO	8,62	8,0	5,77	4,03	4,03	Не хват.	7,47	7,0	5,88	6,9	6,46	5,50	4,82	
Na ₂ O	3,92	4,4	5,32	6,33	5,9	6,6	3,81	3,75	3,60	4,2	4,10	3,90	3,74	
K ₂ O	1,30	1,46	1,88	2,2	2,17	2,5	1,95	2,28	2,86	2,07	2,4	2,96	2,29	
P ₂ O ₅	0,41	0,46	0,6	0,7	0,7	0,8	0,35	0,32	0,25	0,35	0,31	0,31	0,26	

ахурянского типа непосредственно предшествуют двупироксеновым андезито-базальтам Кечутского разреза [8], позволяет предположить сходство исходных магм этих образований. На диаграмме Осборна (рис. 2) отчетливо видно различие путей развития составов этих групп пород: в условиях низкого pO_2 — для долеритовых базальтов и при возрастающем pO_2 к дифференциатам, обогащенным кремнеземом, — для андезито-базальт-андезитов. На диаграмме Уэджера и Дири (см. рис. 1) долеритовые базальты попадают в поле гиперстеновой серии пород,

Рис. 2. Два типа серий изверженных пород, по Е. Осборну.

Линии обозначают изменение состава, приводящее в одном случае к расплавам, богатым окислами железа, а в другом — к дифференциатам, обогащенным кремнеземом: *Sk* — Скаергаард, *Bu* — Бушвельд, *St* — Стиллоутер, *Pa* — диабазы Палисайд, *N* — средний состав, по Ноккольдсу, *P* — лавы Парикутина, *C* — серия Каскад. Черными точками показаны долеритовые базальты лори-ахурянской толщи, крестиками — андезито-базальт — андезит — дацитовая серия Кечутского хребта.



плавно наращивая вариационную линию кечутских вулканитов, располагаясь ближе к магнезиальному углу, что, по Куно, позволяет рассматривать их в качестве родоначальных исходных составов.

Таким образом, можно предположить для Западной вулканической зоны Армении существование магматического очага где-то на границе кора — мантия, давшего выплавки состава недифференцированных щелочно-оливиновых долеритовых базальтов, а затем миграцию расплавов, формирование промежуточных очагов в условиях интенсивного воздымания территории, перемещение теплового фронта в верхние горизонты, сопровождающиеся подплавлением и усвоением сиалического материала коры.

Поступление воды в результате ассимиляции корового материала вызывает усиление интенсивности плавления и, как следствие, — местное повышение температур, накопление летучих, образование локальных очагов, давших извержения лав амфиболсодержащих андезито-дацитов, дацитовых туфов и туфолав. Это изменение режима существования и состава расплавов (увеличение pO_2 за счет дополнительного поступления H_2O , обогащение летучими, появление роговой обманки в составе вкрапленников) и обусловило отрыв по SiO_2 , $Al/(Na+K)$, излом линий тренда магнезиальности и железистости, на вариационных

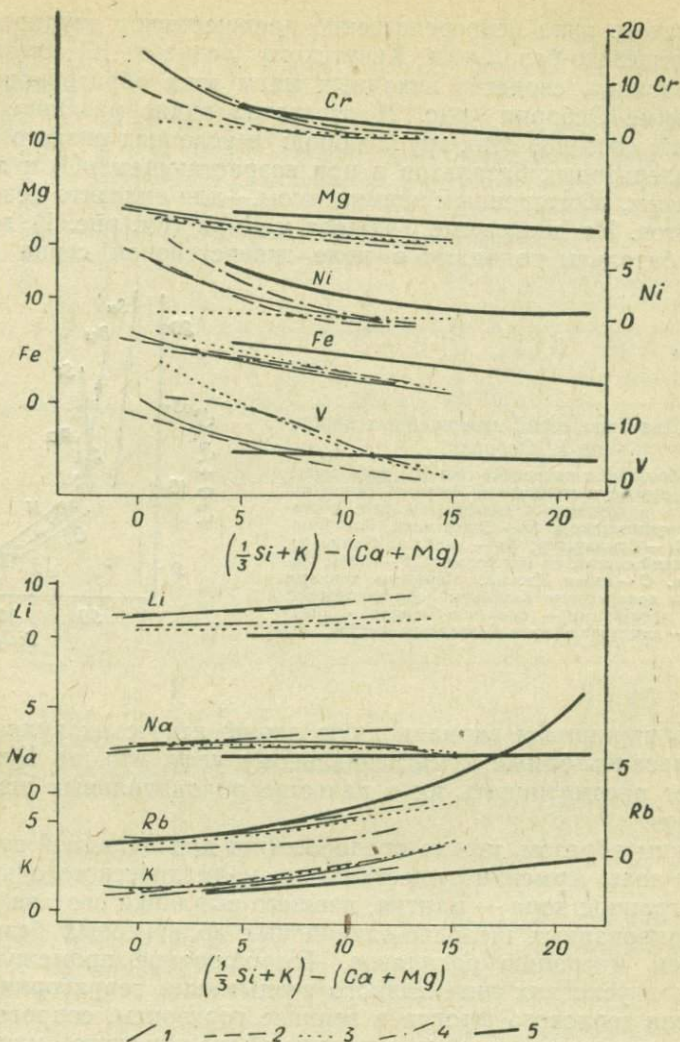


Рис. 3. Характер изменения концентраций некоторых петрогенных и примесных химических элементов в известково-щелочных сериях Лассен-Пика (1), Медисин-Лейка (2), восточной части Центральной Сьерра-Невады (3), Крейтер-Лейка (4) [5] и Западной вулканической зоны Армении (5).

петрологических диаграммах [7]. Вместе с тем имеющая место ассимиляция не влияет на нормальную направленность хода кристаллизации расплавов, что обуславливает обсуждавшуюся линейность изменения петрологических параметров в ходе эволюции расплавов.

Полученные выводы не противоречат известному утверждению В. С. Соболева о том, что «все данные по ксенолитам, а также общие геологические данные свидетельствуют, что кислые магмы в поздний этап жизни Земли всегда формируются с участием корового материала, а кристаллизационная дифференциация, связывающая толеитовые базальты, андезиты и липариты, происходит всегда в малых очагах» [10, с. 22].

Все отмеченные особенности андезито-базальт — дацитовый ассоциации вулканогенных пород Западной зоны Армении свойственны и другим известково-щелочным сериям андезито-базальт — андезит — дацит — липаритового состава внутриконтинентальных орогенов, развившихся на материковой коре (рис. 3). Приведенные зависимости концентраций некоторых петрогенных и примесных элементов от степени дифференцированности (по функции Ноккольдса) известково-щелочных серий Лассен-Пика, Медисин-Лейка, Крейтер-Лейка, восточной части Центральной Сьерра-Невады [5] и Западной вулканической зоны Армении обнаруживают значительную общность — одинаковые направления трендов, близкий градиент изменения концентраций. Изложенное позволяет распространить наши выводы о генезисе рассмотренных пород на образования внутриконтинентальных орогенов в целом.

Список литературы. 1. *Гущин А. В.* Генетические серии базальтов орогенных этапов развития складчатых поясов (на примере Карпат, Кавказа, Казахстана). Автореф. канд. дис. М., 1973, 23 с. 2. *Карапегян К. И.* Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении.— «Изв. АН Арм.ССР. Науки о Земле», 1969, № 3, с. 46—52. 3. *Милановский Е. Е.* О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 10, с. 21—27. 4. *Милановский Е. Е.* Новейший вулканизм и его место в структуре и истории альпийской геосинклинали юга СССР.— «Сов. геол.», 1960, № 4, с. 106—117. 5. *Ноккольдс С. Р. и Аллен Р.* Геохимические наблюдения. М., ИЛ, 1958, с. 174. 6. *Остафийчук И. М., Степченко С. Б.* Поведение химических элементов семейства железа в генетически связанной серии известково-щелочных базальтоидов (на примере Армянской части Транскавказского поперечного поднятия).— В сб.: «Материалы по геологии, геохимии, геофизике Украины, Молдавии, Армении». Изд-во Киев. ун-та, 1973, № 9, с. 84—92. 7. *Остафийчук И. М. и др.* Петрохимические особенности вулканитов андезито-базальт — дацитовой парагенетической ассоциации Транскавказской зоны Армении.— «Зап. Арм. отделения Всесоюз. минералог. о-ва», 1976, № 9, с. 52—87. 8. *Остафийчук И. М. и др.* Особенности химизма верхнеплиоцен-четвертичных долеритовых базальтов Транскавказской зоны Армении.— В сб.: Петрохимия базальтоидных формаций. Л., «Недра», 1977, с. 125—138. 9. *Рингвуд А. Е. и Грин Д. Н.* Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., «Недра», 1970, с. 106—250. 10. *Соболев В. С.* Строение верхней мантии и способы образования магмы. Чтения им. В. И. Вернадского. XII. М., «Наука», 1973, 31 с. 11. *Схиртладзе Н. И.* Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1958, 198 с. 12. *Тейлор С. Р.* Геохимия андезитов.— В сб.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972, с. 16—39. 13. *Химические анализы изверженных пород.* Под ред. Морковкиной В. Ф. М., «Наука», 1964, 249 с. 14. *Ширинян К. Г.* Петрохимические особенности молодого вулканизма Армении.— В сб.: Петрохимические особенности молодого

I. M. Ostafijchuk

ON THE CONDITIONS OF FORMING OF CALC-ALKALINE
ANDESITE-BASALT — ANDESITE — DACITIC ASSOCIATIONS
OF MIDLAND OROGENIC ZONES

(On the example of West volcanic zone of Armenia)

Author gives the quantitative estimation of presumable ways of forming for calc-alkaline andesite-basalt — andesite — dacite series in West volcanic zone of Armenia. The estimate shows the necessity of assumption of mixing with «sial» material on the definite stage, i. e. crystal fractionation accompanied by contamination.

М. И. ТОЛСТОЙ, проф. (Киевский университет)

**ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРАНИТОИДОВ САРЫСУ-ТЕНИЗСКОГО
ПОДНЯТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА**

Южная часть Сарысу-Тенизского поднятия относится, по А. А. Богданову [1], к Центрально-Казахстанской срединной зоне консолидации и имеет двухъярусное строение. Нижний структурный этаж сложен толщами докембрия и нижнего палеозоя, образует сложно построенные синклинии и антиклинории, вытянутые в меридиональном направлении. Он фиксирует каледонский геосинклинальный этап развития территории и представлен отложениями туфопорфиритовой толщи андезито-базальтового и андезитового состава верхнеордовикского возраста, на которых несогласно залегают силурийские песчаники и алевроиты. Эти породы прорываются также относящимися к нижнему структурному ярусу амфиболовыми габбро, габбро-диабазами и диоритами додевонского возраста. Они образуют малые тела, преимущественно приуроченные к апикальным частям массивов карамендинского возраста [2]. Верхний этаж представлен каменноугольными и пермскими породами, формирующими своеобразный тип складок, который в литературе получил название глыбовых. Простираение этих складок на рассматриваемой территории почти перпендикулярно простиранию структур нижнего яруса.

Породы верхнего структурного этажа фиксируют этап герцинской тектонической активизации, начавшейся после каледонской консолидации и вызвавшей общее поднятие Центрально-Казахстанской зоны и перестройку тектонического плана развитых здесь структур. С этим этапом связано формирование пород нижнедевонской порфириновой формации, представленной туфопорфиристыми образованиями липаритового и липарит-дацитового состава, которые позже сменились автомагматическими брек-

чиями, а затем в верхнем девоне — туфами дацитового и андези-то-дацитового состава. Последние формировались уже в условиях молодой платформы. Указанные образования повсеместно прорываются в пределах южной части Сарысу-Тенизского поднятия крупными гранитоидными массивами, входящими в состав двух магматических комплексов — карамендинского и обалыкумкудукского.

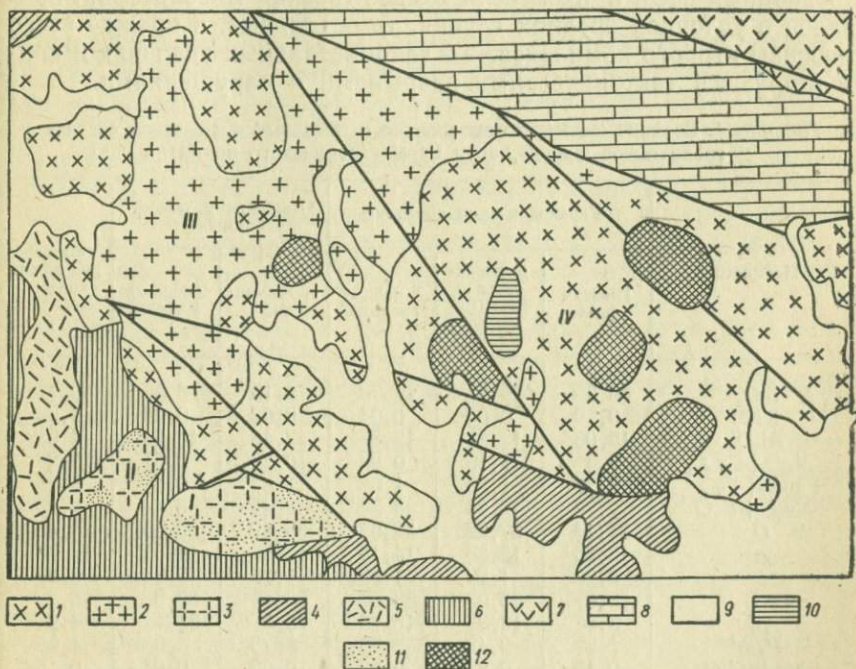


Рис. 1. Схема геологического строения Сарысу-Тенизского поднятия:

1 — массив купола г. Жамантас; II — Западный массив; III — Северный массив; IV — главная фаза карамендинского комплекса (Жамантасский массив). 1 — Гранодиориты карамендинского комплекса; 2 — лейкократовые граниты дополнительной фазы карамендинского комплекса; 3 — лейкократовые граниты обалыкумкудукского комплекса; 4 — стратифицированные образования верхнего ордовика — нижнего силура; 5 — кислые эффузивы (D_1); 6 — автомагматические брекчии (D_2 — D_3); 7 — кристаллокластические туфы (D_3); 8 — окрепшие известняки (C_1); 9 — современные четвертичные отложения; 10 — скарнирование; 11 — грейзенизация; 12 — гибридизм пород.

кумкудукского. Первый, наиболее распространенный, относится к нижнедевонскому возрасту и представлен породами таких фаз: главной (гранодиориты, биотит-роговообманковые и биотитовые граниты, в меньшей степени — тоналиты), дополнительной (мелко- и среднезернистые, лейкократовые граниты), жильной (мелкозернистые порфиroidные лейкократовые граниты) и даечной (аплиты, пегматиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, порфириты, диабазы и др.) Второй — верхнедевонскими образованиями главной (алаякитовые мелко- и среднезернистые граниты) и даечной (аплиты, пегматиты, кварцевые порфи-

ры, фельзит-порфиры, гранит-порфиры) фазами. В качестве представителей первого комплекса пород нами выбраны для петрофизической характеристики крупный Жамантасский (главная фаза комплекса) и Северный (дополнительная фаза) массивы, второго комплекса — массив г. Жамантас и Западный массив (рис. 1). Эти массивы имеют относительно неглубокий эрозионный срез, причем если Жамантасский массив сформировался в условиях средних глубин, то остальные, и прежде всего массивы второго комплекса, — в гипабиссальных условиях и контролируются тектоническими разрывами и нарушениями.

Таблица 1. Средние значения компонентов и числовых параметров состава гранитоидов южной части Сарысу-Тенизского поднятия

Параметр	Карамендинский комплекс			Обалкыумкудукский комплекс		Среднее для гранитоидов
	Главная фаза	Дополнительная фаза (Северный массив)	Жильные граниты	г. Жамантас	Западный массив	
SiO ₂	66,55	75,85	76,29	76,15	76,2	69,73
TiO ₂	0,29	0,08	0,04	0,02	0,08	0,34
Al ₂ O ₃	15,03	12,81	12,86	12,45	12,52	14,98
MgO+CaO	5,3	1,18	0,92	0,72	0,61	3,28
Fe ₂ O ₃ +FeO	3,78	1,38	1,08	1,27	0,7	3,28
Na ₂ O+K ₂ O	7,22	8,26	5,54	8,42	8,44	7,23
Q	24,14	37,22	38,08	36,59	36,65	28,4
a	13,25	13,86	14,15	14,55	14,31	12,73
b	6,3	1,99	1,39	1,75	2,32	8,99
S	76,0	83,03	83,62	83,13	82,9	78,2
a/c	3,8	12,32	16,75	25,5	33,4	4,9
f'/m'	1,2	3,42	2,55	3,76	3,0	1,65
b/a+c+Q	0,15	0,04	0,03	0,03	0,04	0,15
K/Na	1,3	1,76	1,77	1,6	1,94	1,2
F	8,5	1,7	2,4	1,04	1,34	4,0
R/F	0,8	4,5	1,55	58,0	5,6	1,0
Bi+Amf, вес %	17,2	1,0	1,0	0,5	0,5	

Примечание: F—сумма кларков концентраций Cr, Ni, Co, Mn; R—сумма кларков концентраций Sp, Mo, Nb, Zr,

Различие условий формирования пород нашло свое отражение в их составе (табл. 1) и структурно-текстурных особенностях, характере и степени изменений, развитии различных фаций. Метасоматические и гидротермальные изменения гранитоидов карамендинского комплекса проявляются в хлоритизации темноцветных минералов, эпидотизации и сосюритизации плагиоклазов. Наиболее сильно изменены гранитоиды на участках их интенсивного дробления, где по гранодиоритам нередко образуются эпидозиты и гранатовые, гранат-пироксеновые и гранат-эпидотовые скарны. Среди гипабиссальных гранитов самый глу-

бинный Северный массив, остальные сформировались в близповерхностных условиях, причем из них минимальным эрозионным срезом характеризуется Западный массив. Для обалькумкудукского комплекса характерны процессы калишпатизации, альбитизации, грейзенизации, отображающие различную роль летучих в метасоматическом изменении пород.

В рассматриваемом районе был произведен систематический отбор штучных проб коренных пород объемом 300—500 см³ по основной сети 100×1000 м, который сопровождался β , γ -съемкой. Образцы пород из обнажений отбирали по возможности в свежем состоянии из типичных разностей пород. Затем проводились макроскопический осмотр и сортировка каменного материала. Из характерных фациальных разновидностей отбирались образцы (не менее пяти) для производства шлифов. По шлифам был сделан микроскопический анализ пород и подсчитано содержание минералов. Из сгруппированных выборок были отобраны также пробы на силикатный анализ и анализ содержаний микропримесей.

Массовое определение магнитных характеристик образцов (магнитной восприимчивости χ , остаточного намагничивания I_r , а также оценка фактора θ_m) осуществлялось капнометром ИМВ-2, контрольные — магнитометром МА-21 с чувствительностью $n \cdot 10^{-6}$ СГСМ. Плотность σ измерялась денситометром ДГ-2 при объеме образца более 70 см³ (с точностью 0,01 г/см³) и взвешиванием на аналитических весах при меньшем объеме образца (при точности 0,005 г/см³). Удельный вес δ измерялся пикнометрическим методом по общепринятой методике с точностью 0,01 г/с. Пористость P — методом насыщения образцов под вакуумом с погрешностью $\pm 1-2\%$.

Измерение теплофизических параметров (теплопроводности λ и температуропроводности a) осуществлялось в нестационарном режиме методом двух температурно-временных точек на специально созданной установке. Скорость распространения упругих колебаний V_p измерялась импульсно-фазовым ультразвуковым методом. Общая радиоактивность β , γ определялась одноканальным дифференциальным анализатором ААДО-1 с использованием преобразователя РАП-1.

Результаты исследований физических характеристик наиболее распространенных в рассматриваемом районе пород — гранитоидов приведены в табл. 2.

Данные таблицы показывают четкое отличие магнитных характеристик, плотностных параметров, температуропроводности, общей радиоактивности пород главной фазы карамендинского комплекса от всех других образований. Это отражает прежде всего особенности их состава и условий образования [5]. Действительно, как следует из табл. 1, указанные породы характеризуются наибольшим приближением к средним показателям состава нормативных гранитов (по Р. Дэли). По сравнению с ни-

ми все другие гранитоиды имеют повышенную кислотность, щелочность, пониженное содержание фемических компонент, основных окислов, повышенное содержание редких элементов. Среди гипабиссальных гранитоидов довольно четко выделяются жильные граниты (пониженной щелочностью, относительным увеличением содержания элементов группы железа, фемических минералов), а также более глубинная фация этих образований—дополнительная фаза карамендинского комплекса (относитель-

Таблица 2. Средние значения физических свойств гранитоидов южной части Сарысу-Тенизского поднятия

Параметр	Карамендинский комплекс			Обалыкумкудукский комплекс	
	Главная фаза	Дополнительная фаза (Северный массив)	Жильные граниты	г. Жамантас	Западный массив
κ \bar{x} , 10^{-6} СГСМ	1315	15,9	13,1	11,3	31,5
	v , %	72	42	39	28
I_r \bar{x} , 10^{-6} СГСМ	239	3,3	9,22	4,1	11
	v , %	143	98	85	16
$\theta\mu$	0,23	0,3	0,2	0,8	0,6
δ , гс	2,68	2,62	2,61	2,61	2,61
σ \bar{x} , г/см ³	2,64	2,56	2,58	2,54	2,54
	v , %	1,1	0,4	0,4	0,8
v_p \bar{x} , км/с	3,87	3,34	3,9	3,02	3,45
	v , %	29	18,8	12,8	15,9
Π \bar{x} , %	1,2	1,29	0,87	2,18	1,76
	v , %	61	85	38	17,7
a , см ² /с	11,3	13,6	13,3	12,3	12,5
λ , 10^{-3} кал/см·с·град	6,1	6,94	6,58	5,99	6,5
c , 10^{-3} кал/г·град	0,204	0,199	0,193	0,192	0,204
$\beta\gamma$, 10^{-4} %U	19,4	22,3	23,6	26,3	27,2

Примечание: \bar{x} —среднее значение параметров; v —оценка коэффициента вариации, c —удельная теплоемкость.

ным повышением содержания основных и фемических компонент, пониженным количеством щелочей и редких элементов).

Особенности состава указанных пород находят отражение в их физических свойствах, что может иметь определенное диагностическое значение: вязкая природа намагниченности, свиде-

тельствующая о вторичной природе носителей магнитных свойств этих пород, их пониженная плотность, теплоемкость, скорость упругих колебаний, повышенная общая пористость, температуропроводность, радиоактивность. В физических свойствах отражаются и отмеченные различия состава самих гипабиссальных образований: минимальные значения фактора θ , несколько пониженная пористость, повышенные значения плотности, скорости продольных волн, теплопроводности у жильных и более глубинных образований дополнительной фазы (Северный массив).

Приведенные значения физических характеристик обусловлены особенностями условий формирования рассматриваемых пород, их составом и теми изменениями, которым они подвергались в процессе существования. К этим особенностям относятся различия в глубине (термодинамических условиях), структурной обстановке и тектоническом режиме формирования, характере и интенсивности процессов взаимодействия с вмещающими породами, характер и интенсивность метасоматических изменений пород. Гранитоиды главной фазы карамендинского комплекса являются типичными представителями синорогенных интрузий мезабиссальных глубин формирования, отличающихся значительными масштабами процессов глубинного гибридизма и контаминации вмещающих пород, интрузивными взаимоотношениями с окружающими породами, развитием процессов приконтактного термального метаморфизма. В то же время все другие гранитоидные образования сформировались главным образом при консолидации территории в посторогенный этап ее развития в близповерхностных условиях. Эти интрузивные тела имеют явно перемещенный характер и тектонические взаимоотношения с вмещающими породами. Указанные особенности присущи типично гипабиссальным интрузиям обалькумкудукского комплекса и в меньшей степени — дополнительной интрузии карамендинского комплекса (более глубинной и сближенной по времени формирования с главной его фазой, чем жильные гранитоиды и, естественно, обалькумкудукские). В этом направлении — от Северного к Западному массиву — по мере усиления признаков гипабиссальности, посторогенного формирования и перемещенного характера возрастает роль метасоматических изменений пород — калишпатизации, альбитизации, грейзенизации. Увеличивается пористость, радиоактивность, щелочность пород; растут содержания в них редких элементов; уменьшается плотность, теплопроводность, железистость, фемичность пород; содержание в них магнезии и извести, элементов группы железа убывает. Наиболее существенное значение для изменения физических свойств гранитоидов имеют пористость — для плотностных и упругих параметров, щелочность — для радиоактивности и интенсивность процессов вторичного щелочно-кислотного метасоматоза — для всех основных параметров. Сопоставление сред-

них значений физических параметров гипабиссальных гранитов обалькумкудукского комплекса дано ниже:

	χ , 10^{-6} СГСМ	σ , г/см ³	β , γ , 10^{-4} % U	Π , %	a , см ² /с	Na ₂ O+ +K ₂ O, %	Fe ₂ O ₃ /FeO	Fe ₂ O ₃ + +FeO, %
Неизменные граниты	11,3	2,61	24,0	2,1	12,3	8,42	1,11	1,27
Грейзенизированные граниты	3,2	2,41	29,3	2,7	11,4	8,84	0,51	0,82
Окварцованные граниты	5,8	2,54	13,8	1,8	11,6	6,3	0,36	0,9

Изменение этих факторов, как указывалось, главным образом зависит от условий формирования (и прежде всего, термодинамической и физико-химической обстановки) и последующего существования пород: глубины образования, перемещенного или неперемещенного характера, роли летучих и подвижных соединений и др.

В результате физические параметры с успехом могут быть использованы для косвенной петрогенетической оценки гранитоидных образований и их геологического картирования, основанного на данных площадного петрофизического опробования этих пород.

Косвенными петрофизическими признаками гипабиссальных гранитоидов (по сравнению с «нормальными», по Р. Дэли, мезабиссальными гранитоидами) является повышение пористости, радиоактивности, довольно резкое уменьшение магнитных параметров (χ , Ig), плотности, скорости упругих колебаний наряду с увеличением силикатических компонент, кислотности, щелочности, содержания редких элементов, уменьшением содержания фемических компонент, темноцветных минералов, элементов группы железа. Эти признаки проявлены еще более дифференцировано при процессах кислотно-щелочного метасоматоза: калишпатизации, альбитизации, грейзенизации. Они противоположно изменяются в абиссальных гранитоидах [3, 4] и при процессах гибризма и контаминации вмещающих пород. Указанные петрофизические особенности пород достаточно устойчивы и проявляются в гранитоидах различного возраста и территориальной принадлежности [3]. В связи с этим они с успехом могут использоваться при картировании различных по условиям формирования гранитоидов даже на основании выборочного их опробования в сочетании с результатами площадных геофизических (магнитометрических, гравиметрических, радиометрических) и геохимических (литогеохимических) исследований. Однако максимальной эффективностью характеризуются площадные петрофизические исследования, сопровождаемые систематическим опробованием пород с последующим построением карт трендов поверхности изучаемых физических параметров по методике осреднений.

Примером могут служить приводимые ниже схемы (рис. 2—4), построенные по результатам систематического опробования гранитоидов развитых в описываемом районе. Схемы показывают:

1. Отмеченная на основании статистического анализа петрофизических данных дифференциация физических свойств гранитоидов различных условий формирования сохраняется и на площади их распространения. Можно предположить, что указанная особенность сохраняется и для стратифицированных образований (см. средние значения их физических параметров):

	10^{-6} % CGCM	σ , г/см ³	β , γ, 10^{-4} % U
Нижний структурный этаж			
Порфиры андезито-базальтового состава	950	2,74	15,8
Песчаники, алевриты	13	2,7	17,9
Средний структурный этаж			
Кислые эффузивы липаритового и липарито-дацитового состава	46	2,61	25,3
Автомагматические брекчи	218	2,63	24,7
Кристаллические туфы дацитового состава	62	2,59	18,4
Верхний структурный этаж			
Окремненные мраморизованные известняки	15	2,3	12,4

Отсюда следует, что результаты петроплотностных и радиометрических данных позволяют четко дифференцировать породы различных структурных этажей, тогда как данные магнитной восприимчивости — в основном развитие пород, отличных по составу, в частности по содержанию ферромагнитных минералов.

2. Наряду с различиями условий образования и состава пород можно отметить существенное влияние на них метаморфических изменений и гибризма. Это особенно видно на примере свойств, главным образом зависящих от состава пород, — радиоактивности и магнитной восприимчивости. Причем интенсивность изменения свойств зависит также от характера и интенсивности вторичного преобразования в соответствии с воздействием последнего на ведущие «носители» физических характеристик — радиоактивные элементы и ферромагнитные минералы. Это позволяет утверждать, что данные площадного петрофизического картирования могут быть с успехом использованы для обнаружения и прослеживания зон и участков метасоматического изменения пород.

3. Петрофизические карты, характеризуя распределение физических характеристик пород на уровне их опробования, могут существенно дополнять геофизические карты. Последние, за ис-

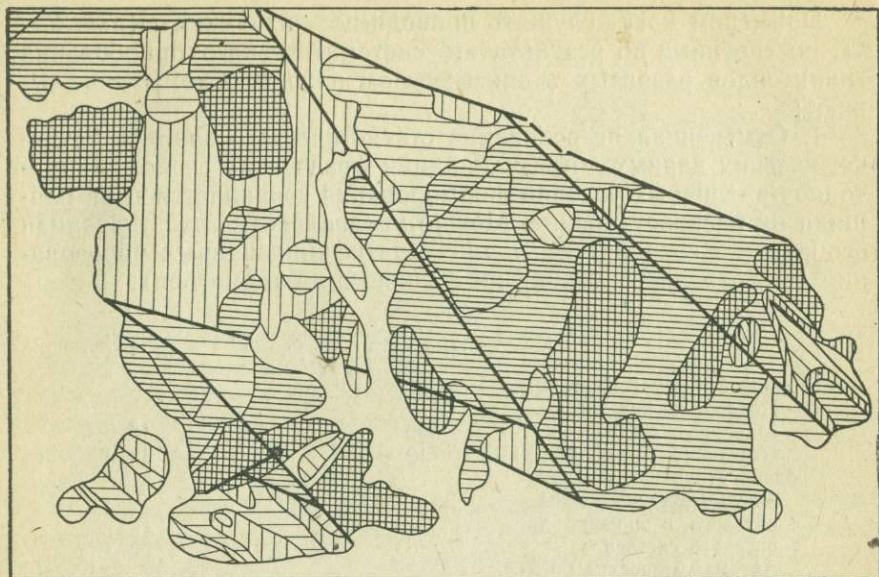


Рис. 2. Схема осредненных значений магнитной восприимчивости (контуры геологических тел показаны на рис. 1).

Значения χ_{1g} (10^{-6} СГСМ): 1 — 0—3,16; 2 — 3,16—10; 3 — 10—31,6; 4 — 31,6—100; 5 — 100—316; 6 — 316—1000; 7 — больше 1000.

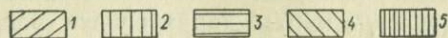
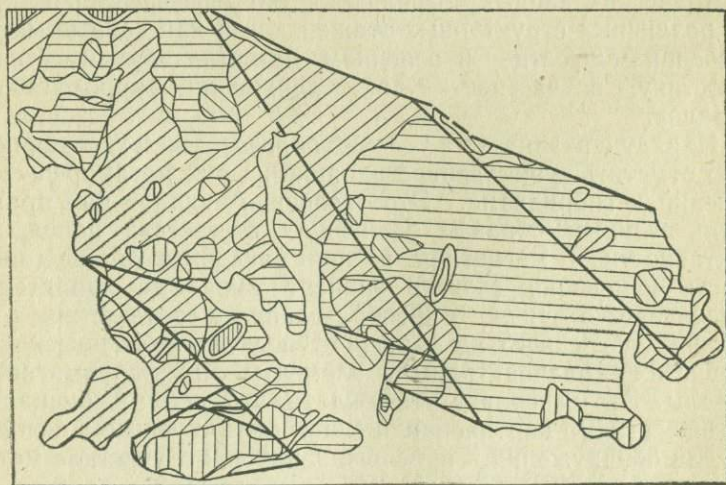


Рис. 3. Схема осредненных значений плотности, g/cm^3 :
1 — 2,5—2,55; 2 — 2,55—2,6; 3 — 2,6—2,65; 4 — 2,65—2,7; 5 — больше 2,7.

ключением карт радиоактивности, отражают суммарное воздействие физического поля, вызванного тем или иным свойством, от определенного объема пород. В связи с этим данные петро-

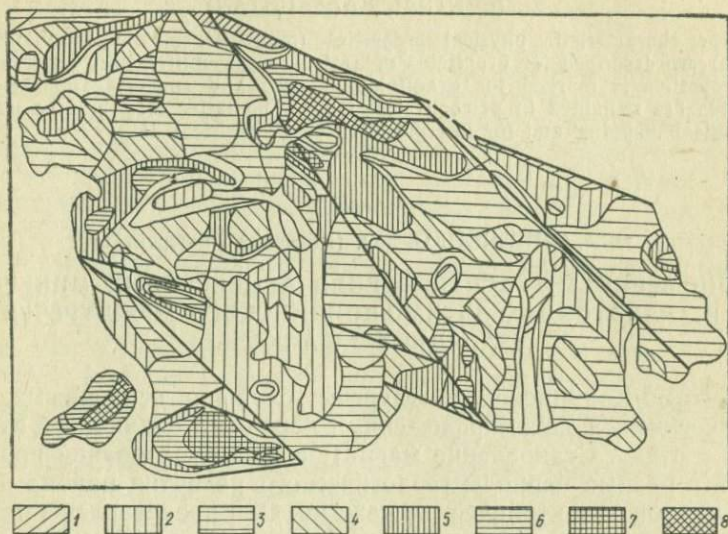


Рис. 4. Схема осредненных значений общей β , γ — радиоактивности (усл. ед.):

1 — 14—16; 2 — 16—18; 3 — 18—20; 4 — 20—22; 5 — 22—24; 6 — 24—26; 7 — 26—28; 8 — больше 28.

физических исследований не только способствуют правильной интерпретации геофизических материалов, но и экстраполированные на определенную глубину (с учетом данных пересчетов геофизических полей) способствуют использованию геофизических данных для глубинного и объемного геологического картирования.

Список литературы. 1. *Богданов А. А. и др.* Тектоническое районирование палеозойских массивов Центрального Казахстана.— «Вестн. МГУ. Геол. сер. IV», 1963, № 5, с. 8—20. 2. *Молякко В. Г., Степченко С. Б.* Интрузивные породы южной части Сарысу-Тенизского водораздела. Материалы по геологии, геофизике, геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья.— «Сб. науч. работ НИСа Киев. ун-та», 1971, № 7, с. 85—92. 3. *Толстой М. И.* О петрофизических особенностях гранитоидов различных условий формирования.— «Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР», 1974, вып. 61, с. 29—43. 4. *Толстой М. И., Молякко В. Г.* Петрофизические особенности гранитоидных гипабиссальных интрузий.— «Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР», 1969, вып. 30, с. 59—71. 5. *Толстой М. И. и др.* Петрогеохимические особенности и специализация герцинских гранитоидных комплексов южной части Сарысу-Тенизского поднятия Центрального Казахстана.— «Сб. науч. работ НИСа Киев. ун-та», 1975, № 11, с. 89—100.

М. I. Tolstoj

PHYSICAL PROPERTIES OF GRANITOIDS
OF SARISU-TENGIS UPLIFT
(CENTRAL KAZAKHSTAN)

The characteristic physical properties (magnetic, elastic, thermal, radioactive) are described for granitoids of Sarisu-Tengis uplift. Clear differentiation of properties is marked for granitoids of deep and subsurface facies. These features are remained in petrophysical maps. The latter may best be used for geological mapping and for interpretation of geophysical data.

В. А. СЛИПЧЕНКО, доц. (Киевский университет)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ
В ГРАНИТОИДАХ ВИТИМО-КОНДИНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ
(ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Витимо-Кондинское междуречье сложено осадочными, магматическими и метаморфическими породами различного возраста и состава. Становление магматических образований происходило в разные периоды геологического развития района и при неодинаковом тектоническом режиме. Они представлены различными по возрасту интрузивными, жильными и эффузивными породами, занимающими свыше 80% всей площади. Среди интрузивных пород широко развиты гранитоиды, относящиеся к раннепалеозойскому, средне-позднепалеозойскому и мезозойскому возрасту. Витимо-Кондинское междуречье находится в зоне сочленения разновозрастных складчатых областей — каледонской и герцинской. Положение границы между ними и механизм сочленения остаются до сих пор дискуссионными. Принято считать, что территория, расположенная северо-западнее рек Хилка, Ингоды, Чикоя, закончила геосинклинальный этап развития в раннем палеозое, а юго-восточная — стабилизировалась лишь в среднем и позднем палеозое. Начиная с раннего мезозоя, вся территория Западного и Центрального Забайкалья переходит к этапу тектонической активизации складчатого домезозойского фундамента, продолжающемуся до настоящего времени [21].

Разнообразные подвижки, которые испытал рассматриваемый участок земной коры в течение геологической истории, привели к тому, что на уровне современного эрозионного среза здесь оказались вскрытыми разные части глубинных структур и интрузивных массивов. Это затрудняет расшифровку геологического строения района и сопоставление слагающих его образований.

Раннепалеозойские гранитоиды объединяют кварцевые диориты, гранодиориты, сиенито-диориты, мелко-среднезернистые гнейсовидные граниты, крупнозернистые, порфиоровидные и среднезернистые биотит-роговообманковые и биотитовые граниты. Характерная особенность описываемой группы гранитоидов —

разнообразии их состава. Наиболее распространены среди них первично-магматические граниты (средне-крупнозернистые, равномернозернистые и порфиоровидные, лейкократовые, биотитовые и биотит-роговообманковые; граносиениты, пегматоидные граниты, пегматиты) и гибридные гранитоиды (сиенито-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты). Граниты палингенные (средне-мелкозернистые, гнейсовидные биотитовые граниты, гнейсо-граниты) и их мигматиты тяготеют к краевым частям массивов и являются продуктами гранитизации боковых пород.

Самое широкое распространение в изученном районе имеют гранитоиды средне-позднепалеозойского возраста. Они представлены средне- и крупнозернистыми биотитовыми гранитами, граносиенитами, гранодиоритами, лейкократовыми и аляскитовыми гранитами. Для всей группы пород характерен выдержанный на большой площади петрографический состав и внешний облик. Часто устанавливается многофазность описываемых гранитоидов: I фаза — среднезернистые, равномернозернистые и порфиоровидные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, граносиениты, сиениты, гранодиориты, диориты; II фаза — среднезернистые лейкократовые биотитовые граниты, аляскиты, III фаза — мелкозернистые лейкократовые граниты. Мелкозернистые граниты распространены незначительно и слагают штокообразные тела небольших размеров, приуроченные к разломным зонам. Вместе с тем нередко наблюдаются и постепенные переходы между перечисленными петрографическими разновидностями пород.

Гранитоиды мезозойского возраста объединяют лейкократовые биотит-роговообманковые граниты, граносиениты и сиениты (субщелочные гранитоиды) и эгириновые, эгирин-арфведсонитовые, эгирин-рибекитовые граниты, граносиениты, сиениты (щелочные гранитоиды). Наряду с типичными интрузивными контактами между субщелочными и щелочными гранитоидами можно отметить и постепенные переходы в пределах одного массива.

Важной особенностью описываемых гранитоидов является их тесная связь с эффузивами цаган-хунтейской свиты триасового возраста [19].

На рисунке показана схема распространения гранитоидов на изученной площади. В табл. 1, 2, 3 приведены средние содержания аксессуарных минералов в разновозрастных гранитоидах, а в табл. 4—7 — распределение аксессуариев по массивам. Анализ таблиц выявляет следующие закономерности:

Гранитоиды раннепалеозойского возраста (табл. 1) по отношению к гранитоидам более молодого возраста (табл. 2, 3) в целом бедны аксессуарными минералами. Количество видов невелико, причем в весовых количествах присутствуют обычно семь-восемь минералов, среди которых пять — минералы магматического этапа. Остальные относятся к пневматолитоидротер-

мальному этапу. Из минералов редких элементов спорадически встречается ортит, весовые содержания которого можно отметить в мелкозернистых гранитах.

Гранитоиды Романовского массива (табл. 4) содержат больше циркона, апатита, сфена, магнетита, пирита, эпидота, чем

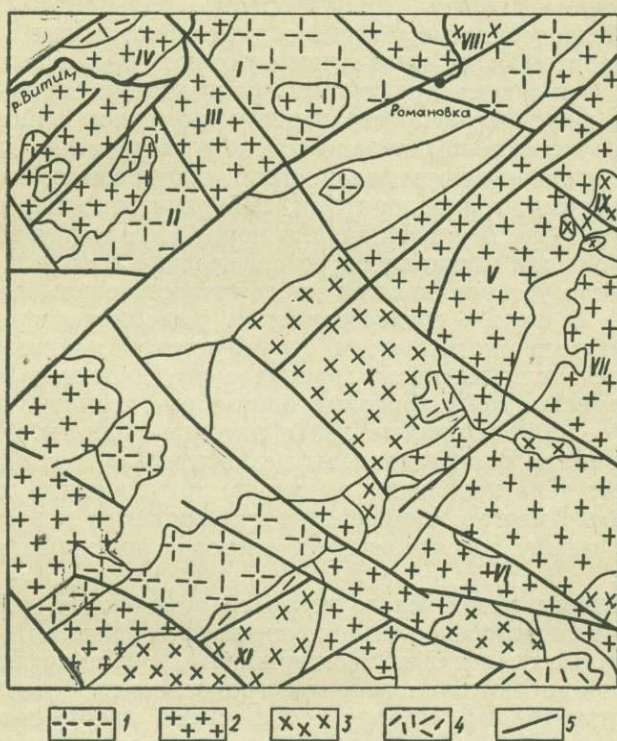


Схема распространения гранитоидов на территории Витимо-Кондинского междуречья:

1, 2, 3 — гранитоиды, соответственно раннепалеозойского, средне-позднепалеозойского и мезозойского возраста; 4 — эффузивы цаган-хунтейской свиты, 5 — разломы. Массивы гранитоидов: I — Романовский, II — массив оз. Сихэ, III — Витимский, IV — Байсинский, V — Джидотойский 1, VI — Цаган-Гольский, VII — Ципцикенский, VIII — Северо-Восточный, IX — Джидотойский 2, X — Жипкешенский, XI — Шинедалайский.

гранитоиды массива оз. Сихэ, но меньше — ильменита, марти-та, граната, флюорита. В гранитоидах массива оз. Сихэ, наблюдается более разнообразная ассоциация акцессорных минералов. Неравномерность распределения акцессориев зависит от геологического положения массивов. Романовский массив эродирован сильнее и в настоящее время тут обнажены более глубинные его части.

Несмотря на различный уровень эрозионного среза масси-

вов, меланократовые разности пород I фазы в них обогащены, правда, в различной степени, цирконом, сфеном, апатитом, магнетитом. Содержание указанных минералов закономерно понижается к гранитоидам II фазы, при этом общая обогащенность аксессуориями пород Романовского массива сохраняется.

Таблица 1. Средние содержания аксессуариев в гранитоидах раннепалеозойского возраста

Минерал	I фаза				II фаза					
	Кварцевые диориты (7*)		Гранодиориты (7)		Крупнозерн. граниты (5)		Мелкозерн. граниты (3)		Лейкократ. граниты, аляскинты (5)	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Циркон	100	726	100	428	100	378	100	176	100	178
Малакон	—	—	—	—	40	18	—	—	20	64
Циртолит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	100	1355	100	584	100	142	100	40	100	110
Ильменит	42	167	56	71	64	291	66	290	80	Зн.
Магнетит	100	6145	100	5415	100	2957	100	1272	100	1565
Пирит	100	489	86	137	60	26	33	Зн.	20	—
Гематит	56	127	42	85	80	128	66	1240	100	2164
Лейкоксен	42	Зн.	56	Зн.	80	Зн.	100	45	40	Зн.
Анагас	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Рутил	28	Зн.	14	Зн.	40	Зн.	66	Зн.	60	Зн.
Гранат	28	Зн.	28	Зн.	20	100	—	—	—	—
Ортит	42	Зн.	56	9	—	—	33	175	20	Зн.
Ксенотим	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Флюорит	—	—	28	25	60	9	66	12	20	Зн.
Турмалин	—	—	42	Зн.	40	Зн.	33	Зн.	40	Зн.
Эпидот	100	654	86	95	60	385	66	36	—	—
Молибденит	28	Зн.	28	Зн.	—	—	—	—	60	Зн.
Галенит	—	—	—	—	20	Зн.	—	—	—	—
Лимонит	84	Зн.	42	73	80	163	66	70	—	—
Сфен	100	4779	100	2127	100	1568	100	612	100	278

* Здесь и в табл. 2—7 в скобках указано количество проб; в графе 1 — встречаемость, %; в графе 2 — содержание минерала, г/т.; Зн.—единичные знаки.

В отличие от гранитоидов Романовского массива в массиве оз. Сихэ при переходе от кварцевых диоритов через гранодиориты к средне- и крупнозернистым гранитам происходят более резкие изменения в содержаниях циркона, апатита, сфена, магнетита, ильменита, особенно между гранодиоритами и среднекрупнозернистыми гранитами, что является отражением более интенсивной контаминации магмы материалом вмещающих пород. Не последнее место в перераспределении аксессуариев занимают процессы калишпатизации и гидротермального окварцевания пород, установленные при петрографических и статистических исследованиях пород. Однако процессам гибридности принадлежит решающая роль.

В гранитоидах среднепозднепалеозойского возраста (табл. 2) ассоциация акцессорных минералов несколько разнообразнее, в весовых количествах тут можно отметить до 13 минералов. Однако и здесь основную роль играют акцессорные минералы главной стадии кристаллизации магмы, среди которых спорадически встречается гранат. Роль пневматолито-гидротермальных

Таблица 2. Средние содержания акцессориев в гранитоидах средне-позднепалеозойского возраста

Минерал	I фаза				II фаза			
	Кварцевые диориты (7)		Гранодиориты (6)		Амфибол-биотитовые граниты (6)		Биотитовые граниты (27)	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Циркон	100	450	100	359	100	322	100	197
Малакон	—	—	16	Зн.	—	—	16	Зн.
Циртолит	—	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	100	322	100	247	100	263	100	152
Ильменит	70	350	64	397	80	317	88	149
Магнетит	100	6228	100	5441	100	5125	100	1622
Пирит	28	6	80	44	—	—	40	27
Гематит	14	58	48	91	64	20	88	231
Лейкоксен	28	Зн.	32	2	16	Зн.	24	4
Анатаз	—	—	—	—	—	—	20	Зн.
Рутил	—	—	—	—	—	—	12	0,6
Гранат	—	—	—	—	—	—	24	1
Ортит	—	—	32	1,6	—	—	8	1
Флюорит	—	—	16	49	—	—	24	9
Турмалин	—	—	—	—	—	—	12	2
Эпидот	42	151	48	22	32	8	40	10
Молибденит	—	—	32	Зн.	—	—	16	Зн.
Корунц	28	Зн.	16	Зн.	—	—	4	Зн.
Силлиманит	28	Зн.	16	Зн.	—	—	—	—
Лимонит	—	—	—	—	—	—	16	7
Сфен	100	1476	100	1161	100	1310	100	693

минералов возрастает, но не повсеместно, а в отдельных массивах, хотя количество их невелико. Валовое содержание акцессорных минералов меньше, чем в гранитоидах раннепалеозойского возраста. Вместе с тем общая закономерность уменьшения количества акцессориев от пород ранних фаз к поздним сохраняется. Гранитоиды I фазы Джидотойского массива (табл. 5) характеризуются большими весовыми количествами минералов магматического этапа (циркон, апатит), чем гранитоиды Цаган-Гольского (табл. 6) и Витимского массивов (табл. 5). В гранитоидах II фазы максимальное количество циркона, апатита, магнетита, ильменита отмечено в Ципцикенском массиве (табл. 6), сфена — в Цаган-Гольском. В гранитоидах Витимского и Байсинского массивов (табл. 5) ассоциация акцессор-

Таблица 3. Средние содержания аксессуаров в гранитоидах мезозойского возраста

Минерал	Кварцевые сиениты (2)		Граносиениты (4)		Сиенит-порфиры (2)		Граниты (6)	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Циркон	100	146	100	351	100	25	100	658
Малакон	—	Зн.	50	8	—	Зн.	64	95
Цитролит	—	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	100	1198	100	240	100	60	100	781
Ильменит	100	476	100	160	50	Зн.	100	306
Сфен	100	1540	100	1640	100	34	100	512
Магнетит	100	8170	100	2452	100	2371	100	1476
Пирит	—	—	26	4	50	8	64	30
Гематит	—	—	100	140	100	88	100	1276
Лейкоксен	100	Зн.	100	29	50	Зн.	64	91
Анатаз	—	—	50	1	—	—	—	—
Рутил	—	—	25	Зн.	—	—	48	Зн.
Гранат	—	—	—	—	—	—	16	Зн.
Ортит	50	Зн.	25	Зн.	—	—	—	—
Ксенотим	—	—	50	1	—	—	64	2
Флюорит	50	Зн.	50	Зн.	—	—	64	36
Шеелит	—	—	—	—	—	—	16	Зн.
Гранат	—	—	—	—	—	—	48	Зн.
Эпидот	100	12	50	5	—	—	—	—
Сфалерит	—	—	—	—	—	—	16	Зн.
Корунд	—	—	—	—	—	—	32	Зн.
Эпидот	100	12	50	5	—	—	—	—
Лимонит	—	—	—	—	—	—	48	32

Таблица 4. Распределение средних содержаний аксессуарных минералов в гранитоидах Романовского и оз. Сихэ массивов

Минерал	Романовский массив				Массив оз. Сихэ		
	Кварцевые диориты (5)	Гранодиориты (2)	Крупнозерн. граниты (2)	Мелкозерн. граниты (5)	Кварцевые диориты (2)	Гранодиориты (5)	Среднекрупнозерн. граниты (5)
Циркон	858	572	480	177	594	284	276
Малакон	—	—	19	38	—	—	16
Цитролит	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	1486	540	223	62	1226	657	60
Ильменит	80	16	Зн.	117	254	126	582
Магнетит	10486	7808	3187	1448	1805	3021	2726
Пирит	978	252	52	5	—	22	—
Гематит	—	—	—	1668	254	171	256
Лейкоксен	Зн.	Зн.	Зн.	18	Зн.	Зн.	Зн.
Гранат	Зн.	Зн.	Зн.	—	Зн.	Зн.	201
Ортит	Зн.	Зн.	—	71	Зн.	18	Зн.
Флюорит	—	45	17	6	—	5	Зн.
Сфен	4190	1250	2777	412	5368	3004	359
Эпидот	773	16	706	15	534	174	43

Примечание: В табл. 4, 5, 6 приведены наиболее распространенные аксессуарные минералы.

Таблица 5. Распределение средних содержаний аксессуарных минералов в гранитоидах Витимского, Байсинского и Джидотойского массивов

Минерал	Витимский массив			Байсинский массив		Массив Джидотойский I		
	Граниты			Граниты профиль		Кварцевые диориты	Гранодиориты	Граниты
	СЗ (4)	Центр (7)	СВ (4)	широтный (5)	меридный (4)			
Циркон	94	150	83	153	103	641	669	186
Апатит	22	26	105	40	69	475	209	28
Ильменит	102	214	18	103	85	401	208	169
Магнетит	419	559	814	1426	1155	3270	3071	332
Сфен	513	300	160	855	250	1233	413	100
Пирит	14	10	—	2	3	13	88	2
Гематит	313	309	47	188	184	—	273	85
Лейкоксен	Зн.	52	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	4	5
Гранат	10	Зн.	Зн.	10	Зн.	—	—	—
Флюорит	Зн.	—	Зн.	85	4	—	148	Зн.
Эпидот	15	Зн.	Зн.	Зн.	57	303	Зн.	Зн.
Турмалин	—	—	Зн.	22	—	—	—	—
Малакон	—	—	—	—	—	—	—	—
Циртолит	3	—	11	—	—	—	—	—

Таблица 6. Распределение средних содержаний аксессуарных минералов в гранитоидах Цаган-Гольского и Ципцикенского массивов

Минерал	Цаган-Гольский массив			Ципцикенский массив		
	Кварцевые диориты (4)	Гранодиориты (2)	Бiotитовые граниты (2)	Гранодиориты (2)	Среднезернистые граниты (2)	Мелкозернистые граниты (2)
Циркон	230	237	304	121	320	124
Апатит	168	150	130	383	584	210
Ильменит	298	355	32	231	358	439
Магнетит	9186	5598	1265	11653	4627	1850
Сфен	1718	1678	1392	1386	1093	650
Пирит	Зн.	11	122	34	Зн.	—
Гематит	115	—	645	—	13	—
Лейкоксен	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.
Гранат	—	—	—	—	—	—
Флюорит	—	—	—	—	Зн.	—
Эпидот	Зн.	—	—	Зн.	Зн.	—
Турмалин	—	—	—	—	—	—
Малакон	—	—	Зн.	—	—	—
Циртолит	—	—	—	—	—	—

ных минералов самая разнообразная, в то время как Цаган-Гольский и Ципцикенский массивы (табл. 6) обеднены ими. Здесь почти нет флюорита, турмалина, малакона, циртолита. Одной из главных особенностей гранитоидов средне-позднепа-

леозойского возраста является почти полное отсутствие ортита и наличие почти во всех пробах, но в небольших количествах, пирита.

Наибольшее разнообразие аксессуарных минералов обнаружено в гранитоидах мезозойского возраста (табл. 3). Особенно отчетливо, как по частоте встречаемости, так и по содержанию,

Таблица 7. Распределение средних содержаний аксессуарных минералов в гранитоидах Северо-Восточного, Джидотойского, Жипкешенского и Шинедалайского массивов

Минерал	Северо-Восточный массив	Джидотойский массив			Жипкешенский массив	Шинедалайский массив
	Граносиенит (2)	Кварцевый сиенит (2)	Граносиенит (2)	Сиенит порфир	Щелочной гранит (3)	Биотитовый гранит (4)
Циркон	1080	146	617	25	436	819
Апатит	765	1198	432	60	492	970
Ильменит	152	476	320	Зн.	309	473
Сфен	4051	1540	2112	34	643	480
Магнетит	2036	8170	2251	2371	1261	1612
Пирит	—	—	16	8	4	43
Гематит	345	—	183	88	280	1720
Лейкоксен	Зн.	Зн.	41	Зн.	162	96
Анаказ	—	—	2	—	—	—
Рутил	—	—	Зн.	—	Зн.	Зн.
Ортит	Зн.	Зн.	—	—	—	—
Ксенотим	Зн.	—	Зн.	—	4	7
Флюорит	Зн.	Зн.	Зн.	—	5	52
Шеелит	—	—	—	—	Зн.	—
Гранат	—	—	—	Зн.	Зн.	Зн.
Эпидот	3	12	12	—	—	—
Сфалерит	—	—	—	—	Зн.	—
Галенит	—	—	—	—	—	Зн.
Корунд	—	—	—	—	Зн.	—

устанавливается тенденция к накоплению в весовых количествах ксенотима, флюорита, малакона, цирколита. Характерный минерал гранитоидов — ильменит. Спорадически в знаках встречаются шеелит, сфалерит, галенит, ортит. Максимальные количества циркона, сфена отмечены в граносиенитах Северо-Восточного и Джидотойского II массивов, меньшие — в гранитах Шинедалайского массива (табл. 7). Больше всего апатита, магнетита, ильменита встречается в кварцевых сиенитах. Самый разнообразный видовой состав аксессуарных в Жипкешенском и Шинедалайском массивах, сложенных в основном гранитами. В кварцевых сиенитах видовой состав аксессуарных минералов беден, хотя валовые содержания их здесь максимальны.

При сопоставлении данных по количественному содержанию аксессуарных минералов в разновозрастных гранитоидах района обнаруживаются следующие закономерности:

1. Наиболее богаты цирконом гранитоиды мезозойского возраста. Самое высокое содержание циркона в относительно основных разностях палеозойских гранитоидов — кварцевых диоритах, гранодиоритах, граносиенитах.

Повышенные содержания циркона в лейкократовых и аляскитовых гранитах мезозоя отражают их приповерхностные условия формирования, о чем свидетельствуют минерало-петрографические и структурно-текстурные признаки этих пород и их геология. Следует отметить, что субщелочные и щелочные разности гранитоидов относятся к вулканоплутонической формации [20].

Увеличение содержания циркона в гранитоидах I фазы интрузий является результатом их контаминации и гибридизма веществом вмещающих пород. Наши данные согласуются с данными, установленными для гранитоидов других районов Советского Союза [4, 11, 12—14 и др.].

Образование циркона в контаминированных разностях гранитоидов может быть обусловлено как миграцией в приконтактные части массивов летучих компонентов, переносящих вместе с другими редкими элементами и цирконий [11], так и повышением концентрации кальция, магния — сильных оснований, способствующих осаждению циркония [15].

2. Максимальные количества апатита содержатся в гранитоидах нижнего палеозоя, а также кварцевых сиенитах и граносиенитах мезозоя. Как правило, более основные разности пород содержат апатита больше, чем более кислые. В пределах отдельных массивов приконтактные части обычно обогащены апатитом. Особенно много апатита встречается в гибридных и контаминированных разностях пород, что отмечалось и для других районов Советского Союза. [10, 12—14, 22 и др.].

Одни исследователи считают, что обогащение пород апатитом указывает на накопление летучих компонентов и его концентрацию в гипсометрически повышенных массивах [11], другие считают его характерным аксессуарным минералом глубинных частей массивов. Г. Н. Гогель [4] присутствие апатита со всеми главными минералами породы объясняет малой подвижностью фосфора в магматическую стадию процесса кристаллизации магмы.

3. Сфен отмечен во всех гранитоидах разного возраста в весовых количествах. Одной из главных особенностей пород района является именно сфеновый тип ассоциаций аксессуарных минералов. Максимальные содержания сфена наблюдаются в контаминированных разностях гранитоидов I фазы раннепалеозойского возраста, меньшие количества свойственны гранитоидам мезозоя и среднего — позднего палеозоя.

В пределах массивов обогащение сфеном характерно для приконтактных частей. Некоторые исследователи [10] считают,

что сфен может являться минералом, указывающим на степень гибридности пород: другие [1, 2] утверждают, что сфен — типичный минерал глубоко эродированных гранитоидных массивов.

4. Ильменит встречается в более основных разностях гранитоидов в намного меньших количествах, чем в гранитоидах поздних фаз. Установлена тенденция возрастания содержания ильменита в гранитоидах более молодого возраста и более поздних стадий образования.

Часто ильменит со сфеном выступают как антагонисты. Особенно отчетливо эта особенность проявляется в гранитоидах Ципцикенского массива, где при переходе от гранодиоритов через среднезернистые к мелкозернистым гранитам уменьшается количество сфена и возрастает количество ильменита.

На основании изучения геологии гранитоидных массивов и распределения в них ильменита Г. Н. Гогель [4] отмечает повышенные содержания его в апикальных частях интрузий и считает возможным использовать ильменит как показатель глубины эрозионного среза массивов.

Б. К. Львов, Н. И. Петрова [11] по результатам исследования аксессуарных минералов верхнепалеозойских гранитоидов Урала делают вывод об уменьшении количества ильменита в гранитах, содержащих ксенолиты вмещающих пород, и появлении его в гранитах II фазы, для которых устанавливается уменьшение содержания сфена. На основании этих данных они заключают, что контаминация магмы или обогащение ее летучими компонентами приводит к уменьшению его содержания, вплоть до полного исчезновения. Наши исследования в общем подтверждают существующие представления на распределение ильменита в гранитоидных массивах.

5. Магнетит является широко распространенным аксессуарным минералом гранитоидов района. Наибольшие количества его встречаются в более основных разностях пород — кварцевых диоритах, гранодиоритах, кварцевых сиенитах, граносиенитах. Наряду с этим иногда обнаруживается увеличение количества магнетита в лейкократовых гранитах и аляскитах. Как правило, крупно- и среднезернистые граниты содержат больше магнетита, чем мелкозернистые. Накопление магнетита в лейкократовых гранитах и аляскитах, вероятно, дает основание связывать его образование с увеличением количества летучих компонентов и повышением кислородного потенциала расплава.

В процессе гибридности пород содержания магнетита значительно возрастают. Подтверждением этого могут служить гранитоиды I фазы внедрения раннепалеозойского возраста, в меньшей степени — породы I фазы внедрения средне-позднепалеозойского возраста, где также проявлен гибридность, но не так интенсивно.

При образовании магнетита немалую роль, по-видимому, играет и щелочность расплава. А. А. Маракшевым [16] уста-

новлено, например, что с падением температуры для образования окислов железа требуется все более высокая щелочность растворов.

6. Гранат встречается в гранитоидах района в небольших количествах, чаще в знаках. При этом его отмечают в гибридных разностях пород и лейкократовых гранитах и аляскитах, что дает основание рассматривать его в гранитоидах раннепалеозойского возраста как контаминационный минерал, а в лейкократовых гранитах — как результат пересыщения расплава глиноземом. При образовании граната в лейкократовых гранитах большую роль, вероятно, играют летучие компоненты. Например, В. В. Ляхович, А. Д. Червинская [12] отмечают концентрацию граната в апикальных частях массивов; А. А. Маракушев [16] устанавливает гранатовые разности гранитоидов в конечных фазах их становления.

7. Бедность описанных гранитоидов редкоземельными акцессорными минералами отражает своеобразную геохимическую специализацию гранитных расплавов и условия их становления. Так, Н. Н. Амшинский [2], изучая гранитоиды Алтая, убедительно показал, что наличие редких и рассеянных элементов в гранитоидах одного комплекса и отсутствие их в других независимо от состава вмещающих пород является хорошим доказательством присутствия или отсутствия этих элементов в магматическом расплаве или в глубинных гранитизирующих флюидах.

Таким образом, анализ распределения установленного состава акцессорных минералов по выделенным разновозрастным гранитоидам, фазам и фациям позволяет сделать следующие выводы:

1. Состав акцессорных минералов зависит от петрографического состава пород, который в свою очередь определяется химическим составом расплава и условиям его кристаллизации.

2. При становлении массивов гранитоидов происходит уменьшение содержания высокотемпературных акцессорных минералов магматического этапа от ранних к более поздним фазам (независимо от возраста интрузий), обусловленное эволюцией магматического расплава во времени.

3. От более ранних к более поздним образованиям видовой состав акцессорных минералов обогащается.

4. Условия кристаллизации расплава обуславливают качественный и количественный состав акцессорных минералов. Так, крупнозернистые биотитовые и амфибол-биотитовые граниты всегда содержат больше акцессорных минералов главной стадии кристаллизации, чем средне- и мелкозернистые, независимо от возраста пород. Медленные условия кристаллизации расплавов способствуют выделению максимальных количеств циркона, апатита, сфена, магнетита. Относительно малая вязкость расплава облегчает диффузию вещества к растущим кристаллам и содей-

ствует равномерному распределению минералов в образующихся породах.

5. Закономерное уменьшение содержаний аксессуарных минералов от ранних к поздним фазам пород — убедительное доказательство их раннемагматической стадии кристаллизации.

6. Гранитоиды района характеризуются апатит-циркон-сфен-магнетитовым типом ассоциаций аксессуарных минералов. От более ранних к более поздним образованиям уменьшается роль аксессуарных минералов железа и титана. В древних гранитоидах титан связывается с кальцием в основном в сфене, в меньшей степени — в других минералах, в более молодых — с железом в ильмените.

7. Сфен-ильменитовое отношение закономерно изменяется как для пород внутри комплексов, так и от более древних к более молодым гранитоидам.

8. Процессы гибридности и контаминации ведут к значительному возрастанию содержаний аксессуарных минералов, особенно таких, как апатит, магнетит, сфен, в меньшей степени — циркон. Увеличение содержаний определенных аксессуарных минералов в гибридных породах по отношению к неизменным является доказательством их магматического генезиса.

9. Условия кристаллизации гранитоидных расплавов изменяются как во времени, так и в пространстве. Изменение этих условий в пределах интрузивных тел обуславливает характер и распределение аксессуарных минералов.

10. Большое влияние на распределение аксессуарных минералов в пределах массивов оказывают летучие компоненты. В ряде случаев они определяют размещение не только пневматолито-гидротермального генезиса аксессуарных минералов, но и позднемагматических.

11. Последовательность кристаллизации породообразующих минералов несомненно оказывает влияние на распределение аксессуарных минералов в интрузивных телах и их содержание.

Исследованиями Д. С. Коржинского [7, 8], В. А. Жарикова [5] убедительно доказана роль щелочей при кристаллизации магматического расплава кислого состава. В результате изменения потенциала щелочей при одних их соотношениях могут кристаллизоваться породы сиенитового и монцонитового состава, при других — породы граносиенитового и гранитового состава.

Кислотность—щелочность расплава определяет последовательность кристаллизации породообразующих минералов, а вместе с ними и аксессуарных минералов.

12. Сопоставление содержаний аксессуарных минералов района со средними значениями, по В. В. Ляховичу [12, 13], показывает, что гибридные разности пород по сфен-ильменитовому отношению близки к таковым В. В. Ляховича. По отношению циркон-apatит наши гранитоиды приближаются к аплитам и альбитизированным гранитам В. В. Ляховича. По отношению магнетита к сумме других аксессуарных минералов гранитоиды района близки

к биотитовым послекембрийским гранитам В. В. Ляховича.

13. Выявленные закономерности изменения весовых содержаний акцессорных минералов в разновозрастных гранитоидах Витимо-Кондинского междуречья укладываются в общие закономерности поведения акцессориев гранодиоритового, гранитового, аляскитового и щелочно-гранитового формационных типов, установленные Ю. Б. Мариным, [17].

Список литературы. 1. *Амишинский Н. Н.* Некоторые закономерности распределения акцессорных элементов в гранитоидах.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1964, № 2, с. 55—65. 2. *Амишинский Н. Н.* Вертикальная петрохимическая зональность гранитоидных плутонов (на примере Алтая). Автореф. докт. дис. Томск, 1969, 24 с. 3. *Амишинский Н. Н. и др.* Акцессории гранитоидов Алтая и методика их изучения. М., «Недра», 1964, 174 с. 4. *Гогель Г. Н.* Акцессорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1966, 181 с. 5. *Жариков В. А.* Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара.— *Труды Ин-та геологии рудн. месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР*, 1959, вып. 14, 371 с. 6. *Иванов С. С. и др.* Основные черты геологического строения Бурятской АССР.— *Труды Второго совещания металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улаң-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1964.* с. 3—14. 7. *Коржинский Д. С.* Гранитизация как магматическое замещение.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1952, № 2, с. 56—69. 8. *Коржинский Д. С.* Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.— В кн.: *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых.* М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 220—234. 9. *Коржинский Д. С.* Кислотность—щелочность как главный фактор магматических и послемагматических процессов.— *Труды Всесоюз. петрограф. совещания.* М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 21—30. 10. *Львов Б. К.* Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Изд-во Ленингр. ун-та, 1965, 164 с. 11. *Львов Б. К., Петрова Н. И.* Характерные ассоциации акцессорных минералов и расчленение верхнепалеозойских гранитоидов Урала.— В сб.: *Вопросы магматизма и метаморфизма.* Т. 3. Изд-во Ленингр. ун-та, 1968, с. 62—82. 12. *Ляхович В. В.* Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., «Наука», 1967, 447 с. 13. *Ляхович В. В.* Акцессорные минералы. М., «Наука», 1968, 276 с. 14. *Ляхович В. В., Червинская А. Д.* О влиянии процессов ассимиляции на распространение акцессорных минералов в гранитоидах.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1960, № 5, с. 67—78. 15. *Ляхович В. В., Шевалевский И. Д.* О соотношении циркония и гафния в акцессорном цирконе гранитоидов.— *«Геохимия»*, 1962, № 5, с. 445—452. 16. *Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965, 327 с. 17. *Марин Ю. Б.* Ассоциации акцессорных минералов и особенности их эволюции на разных уровнях образования гранитоидных серий.— *Зап. Всесоюз. Мин. о-ва*, 1973, ч. 11, вып. 5, с. 572—590. 18. *Налетов П. И.* Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1962, 152 с. 19. *Рокачук Т. А.* К вопросу о типизации орогенного гранитоидного магматизма (на примере Курбино-Еравнинского рудного района Зап. Забайкалья).— *«Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике, геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья»*, 1970, № 5, с. 144—147. 20. *Рокачук Т. А.* Нижнемезозойські комагатити Курбіно-Еравнінського рудного району Зах. Забайкалля.— *«Вісник Київ. ун-ту. Сер. геол.»*, 1970, № 11, с. 50—55. 21. *Фомин И. Н.* Петрология главных мезозойских магматических формаций Центрального и Западного Забайкалья.— *«Зап. Забайкальского филиала геогр. о-ва СССР»*, 1971, вып. 55, с. 21—28. 22. *Хамрабаев И. Х.* Акцессорные минералы и рудоносность магматических комплексов.— *«Изв. АН УзССР. Сер. геол.»*, 1957, № 3, с. 5—14. 23. *Хамрабаев И. Х.* Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент, «Фан», 1969, 212 с.

V. A. Slipchenko

THE REGULARITY OF DISTRIBUTION OF ACCESSORY
MINERALS IN THE GRANITIDS
OF VITIM-KONDIAN REGION
(WEST TRANSBAIKALIA)

The results of investigation of accessory minerals composition in the early, middle late paleozoic and mezozoic granites of the West Transbaikalia is done in the article.

Distribution of accessory minerals in the granitoid magnetism process is considered. It is shown the connection of character accessory mineralization composition and the province peculiarity of the region.

III. МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ И АНАЛИЗА ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Н. Н. ЖУКОВ, ст. науч. сотр., М. И. ТОЛСТОЙ, проф.
(Киевский университет)

СТАТИСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА РЕЗУЛЬТАТОВ МАССОВОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО И ПЕТРОФИЗИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Применение используемых в настоящее время многочисленных методов статистического анализа при обработке результатов массового геохимического и петрофизического изучения горных пород сводится в основном к трем этапам решения типовой задачи количественного геохимического и петрофизического исследования геологических образований. Первый этап обеспечивает получение максимально полной характеристики распределения признаков в объекте и включает: а) проверку статистической однородности наблюдений; б) выяснение законов распределения признаков; в) получение оценок параметров этих распределений и определение их достоверности.

Второй этап — установление и количественная оценка взаимосвязей между признаками в выборке, а также оценка достоверности выводов, сделанных по результатам этого анализа. Значение второго этапа определяется тем, что он способствует количественному решению ряда вопросов генезиса, условий формирования, последующих изменений, перспективности геологических образований и других, решение которых может создать предпосылки для построения вероятностной (стохастической) и физико-химической модели геологических процессов.

На третьем этапе обычно осуществляются различного рода сопоставления геологических образований по параметрам и функциям распределения исследуемых признаков, включая решение задач классификации и разделения неоднородной совокупности.

Помимо упомянутых, могут решаться и такие имеющие самостоятельное значение вопросы, как изучение местных и региональных фонов (оценка трендов) геохимических и петрофизических полей; выделение аномалий по отдельным признакам и по комплексу показателей; выделение информативных признаков (индикаторов) и их сочетаний с количественной оценкой информативности; анализ ошибок измерений и их учет; планирование оптимальных планов работ, например сетей опробования, и т. д.

Рассмотрим сущность использования методов статистического анализа массовой геохимической и петрофизической информации в последовательности решения основных вопросов типовой

задачи прикладных геохимических и петрофизических исследований. Большинство этих методов реализовано в виде алгоритмов и программ на ЭВМ в проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород Киевского университета.

Анализ статистической однородности наблюдений. Изучение статистической однородности является обязательной частью любого вида статистического исследования. Это объясняется тем, что методы математической статистики случайных величин и, в частности, способы оценки числовых характеристик распределений и их достоверность, как правило, предполагают статистическую однородность и независимость наблюдений в анализируемых выборках. Изучение геологических явлений и процессов с явной функциональной зависимостью наблюдений статистическими методами, не учитывающими эту особенность, может повлечь значительные погрешности, а иногда и ошибочные выводы [6].

Среди критериев для проверки гипотезы о статистической однородности ряда упорядоченных наблюдений представляется наиболее предпочтительным критерий Аббе [2, 23], а также его модификация для комплекса признаков [8]. Избежать ограничений, связанных с предположением о нормальном или логнормальном распределении совокупности при справедливости гипотезы об однородности распределения признака, позволяет использование серийных критериев [2]. При достаточно равномерном размещении пунктов наблюдений в пределах исследуемого объекта проверка отсутствия закономерных тенденций в распределении признака по площади может быть осуществлена критерием однородности χ^2 [23]. Отрицательный результат проверки однородности служит обоснованием либо к постановке задачи предварительной классификации (разделения неоднородной совокупности) на однородные классы, либо к применению методов тренд-анализа.

Оценка принадлежности к закону распределения. Распределения химических элементов и петрофизических характеристик отличаются значительным разнообразием и сложностью, фиксируя действие разнообразных факторов, имеющих вероятностный характер. Наиболее полную информацию о статистическом поведении исследуемых величин дают функции и плотности распределения. Чтобы установить соответствие анализируемых эмпирических кривых распределения определенным законам, применяются критерии согласия, чаще всего критерий по методу моментов и критерий Пирсона. Результаты и их интерпретация могут уточняться конкретными данными по геологии и минералого-геохимическим особенностям анализируемого объекта.

Следует отметить, что критерий согласия обеспечивает гарантированную вероятность ошибки лишь при отклонении нулевой гипотезы (о согласии), в то время как при ее принятии вероят-

ность ошибки остается неизвестной. Это не позволяет оценить достоверность принятия гипотезы о согласии эмпирического распределения с гипотетическим законом. Поэтому наиболее целесообразной представляется проверка гипотезы о законе распределения с указанием альтернативных семейств распределений. Подобный критерий, обеспечивающий оценку вероятности принадлежности к нормальному закону при альтернативе логарифмического нормального распределения, описан в работе [8].

Расчет статистических оценок и их доверительных границ. Так как природные распределения соединений химических элементов и физических параметров могут следовать различным законам и в ряде случаев не подчиняться ни нормальному, ни логнормальному закону, при статистическом анализе выборочных данных с применением ЭВМ необходимо использовать модель, охватывающую достаточно широкий класс распределений, например кривые Пирсона [21]. Однако, как показывает практика массовой статистической обработки геохимических и петрофизических данных, наиболее предпочтителен (прежде всего с точки зрения реализации вычислительного процесса на ЭВМ при решении основных задач статистического анализа) метод нормализующих преобразований [8]. В качестве такого преобразования можно взять $\eta = |\lambda| \ln(a + \lambda\xi) + (1 - |\lambda|)\xi$, где ξ — преобразуемый признак, a и λ — параметры, причем в зависимости от результата согласования преобразования с нормальным законом λ принимает одно из трех значений: 0; 1 или -1 . Определяемое этим преобразованием семейство распределений включает, в частности, нормальный (при $\lambda=0$) и логнормальный (при $a=0, \lambda=1$) законы. Плотность распределения может иметь право-лево асимметричную или симметричную формы. Нахождение параметров преобразования реализуется на ЭВМ методом максимума правдоподобия [10], что позволяет получать близкие к оптимальным оценки числовых характеристик, а также анализировать широкий класс криволинейных связей [10, 11]. Как показывает опыт использования программы комплексного статистического анализа, разработанной на основе упомянутого преобразования, последнее обнаруживает удовлетворительные аппроксимирующие свойства для подавляющего большинства исследованных распределений соединений химических элементов и петрофизических характеристик.

Одной из существенных сторон комплексного статистического анализа является нахождение доверительных пределов вычисляемых статистических оценок. Этими пределами определяется точность указанных оценок, а также достоверность результатов сопоставления распределений по числовым характеристикам.

Доверительные пределы рассчитывают на основе аппроксимации распределений оценок нормальным законом; возможность последней обуславливается асимптотической нормальностью оценок, полученных по методу максимума правдоподобия.

Анализ статистических связей между признаками. При статистическом анализе связей геохимических и петрофизических признаков достаточно ограничиться представлением изучаемых зависимостей в линейной форме, для которых имеется хорошо разработанный математический аппарат. Следует отметить, что анализ ряда криволинейных связей можно выполнить приведением их с помощью соответствующих преобразований к линейной форме, а для оценки коэффициентов криволинейных регрессий можно воспользоваться методом наименьших квадратов. При изучении множественных связей также, как правило, достаточно рассмотреть линейную форму функции регрессии. Интерпретацию функции множественной регрессии удобно осуществлять с позиции выяснения «долевого участия» признаков в изучаемой связи, сравнивая нормированные коэффициенты регрессий между собой или анализируя частные коэффициенты корреляции соответствующих признаков с учетом достоверности их оценивания [9].

С анализом статистических связей непосредственно связана задача выделения ассоциаций (групп) взаимосвязанных признаков. Ее можно решать на основе использования алгоритма разделения неоднородной совокупности [8, 14], приняв в качестве исходных объектов классификации векторы, составленные из результатов определений отдельных признаков. Мерами близости этих объектов могут служить коэффициенты корреляции, вычисленные непосредственно по наблюдениям либо по результатам нормализующих преобразований. Представляет интерес в этой связи использование идей факторного анализа [1].

Сопоставление и корреляция геологических образований. Для сопоставления и корреляции геологических образований в настоящее время пользуются различными приемами: методами абсолютной геохронологии; изучением структурно-геологических особенностей пород, их состава и генезиса; изучением акцессорной минерализации, закономерностей распределения редких и рассеянных элементов и другими. Положительный опыт использования элементов-примесей и физических характеристик для целей корреляции и сопоставления геологических образований известен давно. Он основан на индикаторных свойствах этих параметров по отношению к условиям формирования и составу сопоставляемых пород.

Сравнение распределений содержаний химических элементов и физических параметров может проводиться по статистическим оценкам параметров распределений с учетом их доверительных интервалов, т. е. на основе данных, получаемых в результате комплексной статистической обработки материалов опробования сравниваемых объектов. Парное сравнение производят с помощью статистических критериев проверки гипотез о тождественности отдельных числовых характеристик либо о равенстве двух функций распределения [2, 19]. Следует отметить, что положи-

тельный результат проверки гипотезы (незначимое отличие) нельзя непосредственно связывать с геологической однородностью, генетической однотипностью и другой подобной интерпретацией, так как этот результат зависит от количества наблюдений и выбранного уровня значимости. Сопоставление геологических объектов методами проверки статистических гипотез должно осуществляться по возможности с указанием альтернатив. При подобном относительном сопоставлении используемые статистики различия дают возможность установить самые «близкие» и «удаленные» друг от друга геологические образования по сравниваемым распределениям.

Особого внимания заслуживает задача сопоставления геологических образований по комплексу показателей с выделением групп признаков, несущих наибольшую информацию при таком сопоставлении. Применение методов группирования геологических объектов по комплексу признаков с последующим представлением результатов в виде дендрограммы (иерархического дерева классификации) позволяет, с одной стороны, полноценно использовать информацию по целому ряду признаков, а с другой — представить результаты сопоставления в компактной и удобной для интерпретации форме [14].

Многомерная классификация и задача разделения неоднородной совокупности. Одним из направлений количественного анализа геолого-геофизических данных с применением ЭВМ является решение различных классификационных задач на основе комплекса количественных показателей. Используемые для решения этих задач приемы можно отнести в основном к двум направлениям. Первое связано с проблемой разделения неоднородной совокупности без использования априорной информации о распределениях показателей в пределах тех классов, которые впоследствии будут выделяться в качестве однородных (классификация без обучения). Как известно, теоретическая возможность полного перебора всех возможных вариантов разделения даже относительно небольших по объему совокупностей неупорядоченных наблюдений практически не реализуется на самых быстродействующих ЭВМ ввиду очень большого количества этих вариантов. Возможности параметрического решения задачи (сведением ее к оценке параметров отдельных распределений, соответствующих однородным классам) также крайне ограничены вследствие технической сложности реализации такого решения. Серьезные разработки, посвященные этой проблеме и ее различным аспектам, содержатся в монографии [18]. Непараметрический метод, обеспечивающий относительно небольшие затраты машинного времени при решении задачи по линейно упорядоченным данным (задача нахождения границ) и особенно по неупорядоченным данным (задача группирования), описан в исследованиях [8, 14]. В работе [14] приведены результаты применения этого метода (в

варианте по неупорядоченным данным) для сопоставления и корреляции вулканогенных пород Закарпатья по геохимическим признакам.

Второй тип задач классификации предусматривает использование априорной информации о тех совокупностях (классах), отношении к которым испытываемой группы наблюдений необходимо выяснить. Эта информация обычно задается в виде эталонных выборок результатов измерений комплекса показателей по объектам, принадлежность которых к соответствующим классам заранее установлена. Для решения, в основном с применением ЭВМ, привлекаются как известные методы многомерного статистического анализа (метод дискриминантных функций), так и специально разработанные алгоритмы.

Бейесовский принцип построения классификационного правила предоставляется наиболее предпочтительным, так как доказана его оптимальность [1]. Кроме того, в этом случае результат классификации выдается в виде вероятностей принадлежности испытываемого объекта к каждому классу, что обеспечивает оценку достоверности классификации. Такой алгоритм описан, в частности, в статье [5]. В работе [16] приведены результаты его применения для прогнозирования оловорудных месторождений, а в исследовании [15] — для определения фациальной принадлежности горных пород по данным геохимического опробования.

Тренд-анализ. При опробовании магматических образований по фиксированной сети может обнаружиться региональная или локальная изменчивость распределения признаков, имеющая закономерный характер и являющаяся функцией координат пространства. Это ограничивает правомерность применения аппарата математической статистики случайных величин [6]. Анализ пространственной изменчивости распределения содержаний химических элементов и физических свойств (тенденций их изменения) можно выполнить методом «скользящего окна» с использованием внутри него линейной либо квадратичной интерполяции функции математического ожидания. Размер «окна» устанавливается по числу попадающих в него наблюдений с таким расчетом, чтобы проявление региональной изменчивости было минимальным, а число наблюдений обеспечивало устойчивость значений среднего (не менее шести-девяти точек). Оптимальная форма окна осреднения определяется отношением длин его сторон, которое должно быть обратным отношению проекций градиента функции дисперсии на направления сторон [7]. Изолинии усредненных значений исследуемого признака проводят с учетом геологических границ (при их резком изменении) или без учета (при однородном геологическом строении исследуемой территории и при изучении распределения признаков в рыхлых образованиях). Объекты или участки, не относящиеся к изучаемому явлению (дайки, жилы, ксенолиты, участки окolorудных изменений пород и т. д.), не рассматривают. Использование авто-

матических графопостроителей в комплексе с подготовкой информации на ЭВМ позволяет осуществить автоматическое построение карт в изолиниях.

Оценка уровня местного фона и выделение аномальных значений. При характеристике металлогенической специализации и решении поисковых задач по выборочным данным преимущественно разрозненного (несистематического) опробования приходится решать задачу оценки уровня местного фона, а также выделения аномальных наблюдений. По общей модели распределения, например на основе упоминавшегося нормализующегося преобразования, можно оценивать фоновые значения на единой методической основе, получая оценки, близкие к оптимальным, а также находить их доверительные интервалы. В данном случае, рассматривая задачу с точки зрения дальнейшего сопоставления изучаемых геологических образований, можно определять не только оценку уровня местного фона, но и пределы наиболее характерных для фонового распределения значений.

Задача выделения аномальных наблюдений сводится к проверке гипотезы о принадлежности каждого наблюдения фоновому распределению, которую обычно осуществляют путем сравнения с квантилями высоких порядков (по крайней мере, не менее 0,95) [4]. Способ учета количества наблюдений при выделении слабых аномалий с использованием эталонной выборки описан в книге [8]. Повысить эффективность подобных критериев можно предварительно осреднив методом «скользящего окна» наблюдений, вынесенных на карту. Подбором оптимальной формы «окна» удастся повысить надежность выделения аномалий в результате корреляции наблюдений по профилям.

Задача выделения аномалий по комплексу признаков формулируется как задача классификации с одной эталонной совокупностью, под последней подразумевается многомерное фоновое распределение. В работе [8] дан критерий классификации при нормальном законе этого распределения, который может применяться и в тех случаях, когда отдельные компоненты отклоняются от нормального распределения, однако приводимы к нему с помощью нормализующих преобразований. Упрощенные критерии выделения аномалий основаны на использовании одномерных критериев к суммам нормированных значений признаков или их логарифмов [8]. Для выделения аномалий по комплексу признаков используются также методы разделения неоднородной совокупности.

Анализ и учет ошибок измерений. Анализ ошибок измерений предусматривает решение следующих вопросов: установление закона распределения ошибок измерений, оценка систематического смещения и проверка гипотезы об отсутствии систематического смещения; оценка воспроизводимости метода измерений (дисперсии воспроизводимости, абсолютной

и относительной погрешности воспроизводимости); выяснение влияния различных факторов на ошибки измерений (времени, измерительного прибора, лаборатории, подготовительных операций и т. д.), оценка степени статистической связи между ошибками измерений различных показателей [8].

В тех случаях, когда дисперсия воспроизводимости сопоставима с дисперсией природной вариации признака (это характерно, в частности, для полуколичественного и приближенно-количественного спектрального анализа при опробовании однородных магматических образований) ошибки измерений могут исказить природное распределение и его числовые характеристики. Поэтому статистический анализ петрофизических и геохимических данных должен предусматривать получение оценок основных числовых характеристик распределений признаков и их статистических связей, исправленных за погрешности измерений. Методика получения таких оценок кратко описана в статье [13], а в работе [12] приведены основные результаты по планированию рационального способа литогеохимического опробования с учетом соотношения между аналитической и природной дисперсиями.

Список литературы. 1. Андерсон Г. Введение в многомерный статистический анализ. М., Физматгиз, 1963, 500 с. 2. *Большев Л. Н., Смирнов Н. В.* Таблицы математической статистики. М., «Наука», 1965, 464 с. 3. *Воробьев В. Я., Минская В. А.* О типе закона распределения элементов в горных породах, почвах и растениях.— «Геология и геофизика», 1967, № 7, с. 104—112. 4. *Жуков Н. Н.* К вопросу об определении аномальных значений при геохимических поисках.— «Вестн. Киев. ун-та. Сер. геол.», 1967, № 9, с. 78—84. 5. *Жуков Н. Н.* Автоматическая система классификации данных опробования.— В сб.: Применение математических методов в геологии. Алма-Ата, «Наука», 1969, с. 200—205. 6. *Жуков Н. Н.* До питання про правомірність використання методів математичної статистики випадкових величин при аналізі геологічної інформації.— «Вісн. Київ. ун-ту. Сер. геол.», 1969, № 11, с. 75—80. 7. *Жуков Н. Н.* О построении оптимальных способов площадного опробования геологических объектов.— «Материалы по геологии, геофизике, геохимии Украины, Молдавии, Казахстана, Забайкалья», 1970, № 7, с. 116—122. 8. *Жуков Н. Н.* Вероятностно-статистические методы анализа геолого-геофизической информации. Киев, «Вища школа», 1975, 303 с. 9. *Жуков Н. Н.* Методы оценки частного коэффициента корреляции при анализе геохимических данных.— В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Изд-во Киев. ун-та, 1976, с. 96—101. 10. *Жуков М. Н., Дядюра В. О.* Методика статистичного аналізу даних геохімічного випробування.— «Вісн. Київ. ун-ту. Сер. геол.», 1968, № 10, с. 67—75. 11. *Жуков Н. Н., Остафийчук И. М.* Сопоставление геологических объектов на основе многомерных распределений химических элементов (на примере Вольнского плутона).— «Материалы по геологии, гидрогеологии, геохимии Украины, Казахстана, Алтая и Забайкалья», 1970, № 6, с. 84—99. 12. *Жуков Н. Н., Серга А. Ю.* Об учете природной и аналитической дисперсии при планировании способа геохимического опробования.— В сб.: Вопросы прикладной геохимии. Изд-во Киев. ун-та, 1974, с. 138—147. 13. *Жуков Н. Н., Серга А. Ю.* Учет ошибок измерений статистического анализа распределений физико-химических показателей горных пород.— В сб.: Математические методы в геологии. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 139—140. 14. *Жуков Н. Н., Серга А. Ю., Молявко В. Г.* Методы разделения неоднородной совокупности по комплексу признаков (на примере Советского Закарпатья).— В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Изд-во Киев. ун-та, 1976, с. 101—107.

15. Жуков Н. Н. и др. Определение фациальной принадлежности горных пород по данным геохимического опробования методом многомерной классификации на ЭВМ (на примере Вольнского массива).— «Геол. журн.», 1971, т. 31, вып. 1, с. 103—111. 16. Жуков Н. Н. и др. Метод количественного прогнозирования месторождений олова с помощью программы «Непараметрическая классификация».— В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Изд-во Киев. ун-та, 1975, с. 127—138. 17. Родионов Д. А. Функции распределения содержания элементов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964, 101 с. 18. Родионов Д. А. Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М., «Недра», 1968, 159 с. 19. Толстой М. И., Жуков Н. Н. О количественных приемах корреляции и сопоставления геологических образований по распределениям в них химических элементов.— «Материалы по геологии, геофизике и геохимии Украины, Молдавии, Казахстана и Забайкалья», 20. Толстой М. И., Остафийчук И. М. Некоторые особенности статистического распределения элементов и минералов и их значение при минералого-геохимических исследованиях.— В сб.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., «Наука», 1968, с. 48—57. 21. Толстой М. И., Остафийчук И. М., Гудименко Л. М. К вопросу о типах кривых статистического распределения химических элементов в горных породах и способах расчета их параметров.— «Геохимия», 1965, № 11, с. 1325—1334. 22. Толстой М. И., Остафийчук И. М., Жуков Н. Н. Об особенностях пространственного распределения химических элементов в магматических образованиях.— «Геохимия», 1971, № 12, с. 1492—1494. 23. Хальд А. Математическая статистика с техническими приложениями. М., ИЛ, 1956, 658 с.

N. N. Zhukov, M. I. Tolstoj

THE STATISTICAL METHOD FOR THE ANALYSIS OF RESULTS OF THE MASS GEOCHEMICAL AND PETROPHYSICAL ROCK INVESTIGATION

The article deals with the complex of the probability statistical methods, which was applied for the analysis of the mass geochemical and petrophysical information. This complex was elaborated at the Kiev university problem laboratory physical investigations of rocks and was used for solution of the standard problem of the geochemical and petrophysical investigations of the geological formations.

Л. Я. ТАБАЧНЫЙ, ст. инж. (Киевский университет)

О ТОЧНОСТИ СПЕКТРОАНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Учет факторов, определяющих зависимость интенсивности спектральных линий не только от концентрации химических элементов в исследуемых пробах, но также и от подготовки пробы к анализу, условий проведения анализа, последующей обработки спектроаналитической информации, в конечном счете приводит к повышению качества эмиссионного спектрального анализа минерального вещества.

Среди всех этих факторов можно выделить группы основных и производных, методических. К первым относятся: а) общий химический состав проб; б) форма нахождения и характер распределения химических элементов в пробе. Группу производных составляют: а) характер подготовки проб к анализу (механическая, химическая, термическая); б) состояние вводимой пробы

(аэрозоль, гидрозоль, в том числе крупность частиц); в) способ введения проб в зону возбуждения (просыпка, вдувание, испарение из канала электрода и т. д.); г) режим источника возбуждения спектров (дуговой, искровой и т. д.); д) условия регистрации спектров (оптическая система, регистрирующие устройства); е) способы расшифровки спектров и их интерпретации (визуальный, инструментальный) и др.

Из факторов, отнесенных к группе основных, в некоторой степени изучено только влияние общего химического состава, однако строгое, однозначное решение вопроса о степени влияния химического состава является весьма сложным. Это обусловлено относительностью спектроаналитических определений, а также большим разнообразием минеральных веществ.

Установлено, что точность спектрального анализа определяется в основном адекватностью составов исследуемой и эталонной проб, поэтому создание стандартов (стандартных образцов состава горных пород) и их использование в аналитической практике — наиболее приемлемое условие, позволяющее учитывать влияние основных факторов. К 1975 г. насчитывалось более 100 национальных, региональных стандартов различных горных пород, руд, минералов [8—13], причем некоторые из них признаны как международные.

В СССР работу по созданию стандартных образцов горных пород проводят В. Г. Хитров и Р. В. Кортман [8], С. В. Лонщик и другие. На Украине над разработкой проблемы стандартов работают в Институте геохимии и физики минералов АН УССР (Б. А. Горлицкий, С. А. Козак), Институте минеральных ресурсов (В. Г. Тепляков). С 1972 г. разработкой и созданием региональных стандартов магматических пород и кристаллических образований занимается проблемная лаборатория физико-химических исследований горных пород Киевского университета, где разработаны и предложены в качестве стандартов: гранита — гранит коростенский (ГК-1), плагиогранита — гранит чудново-бердичевский (ГЧБ-2), андезито-базальта — андезито-базальт Закарпатья (АБЗ-1) [6].

Группа производных факторов обуславливает, главным образом, случайную ошибку анализа и имеет методический характер, вот почему экспериментальное изучение и совершенствование методики анализа может уменьшить их влияние и тем самым повысить точность, воспроизводимость результатов спектрального анализа. В значительной мере это достигается использованием метода попеременного фотографирования спектров исследуемой пробы и пробы сравнения, рабочего стандарта, с помощью установки УСА-6 конструкции В. Г. Теплякова. Благодаря стабильности и равномерности подачи проб в зону возбуждения, использованию принципа попеременного их фотографирования на одну и ту же пластинку, осуществляется значительное сглаживание влияния флуктуаций электрических и метрических параметров

зоны возбуждения, автоматический учет ряда трудноконтролируемых факторов, имеющих стохастическую природу [5].

Влияние неоднородностей проб по крупности частиц на интенсивность излучения при введении проб по способу просыпки—вдувания достаточно подробно рассмотрено в работе [4]. Необходимо, однако, отметить, что реальные пробы представляют собой смеси различных по крупности частиц, для которых было экспериментально установлено, что если частиц диаметром $\leq 0,07$ мм содержится в смеси больше, чем $3/4$ всего объема, то

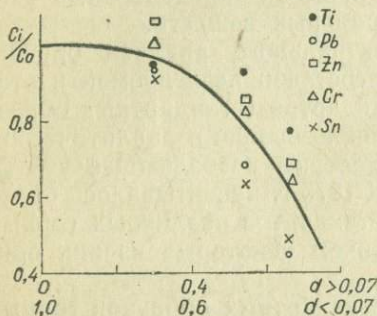


Рис. 1. График зависимости интенсивности излучения (концентрации химических элементов) и содержания в пробе частиц $d > 0,07$ мм и частиц $d \leq 0,07$ мм.

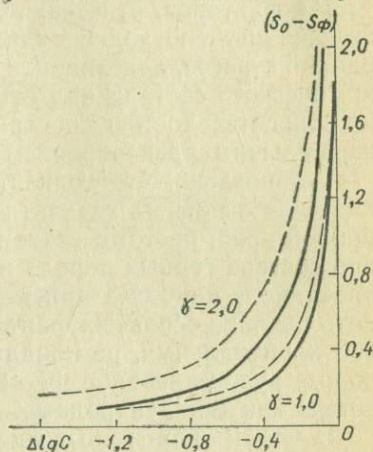


Рис. 2. График зависимости поправки на фон («фоновую концентрацию») $\Delta \lg C_{\phi}$ от разности почернений общей S_0 и фоновой S_{ϕ} при различных значениях коэффициента реабсорбции b и фактора контрастности γ (сплошная линия — для $b = 1,0$; пунктирная — для $b = 0,75$).

интенсивность излучения спектральных линий практически не меняется (в пределах ошибки опыта) (рис. 1). Поэтому при анализе партии проб достаточно провести выборочный гранулометрический анализ и сопоставить с гранулометрическим составом рабочих стандартов и эталонов. Тем самым мы предупредим появление ошибок вследствие неоднородности проб по крупности частиц.

Условия регистрации спектра контролируем с помощью переводного множителя, по Фишману [7].

$$\Delta S = k\gamma_0 b \lg C + C_0,$$

где $k = \gamma_i / \gamma_0$, γ_0 — фактор контрастности эталонной пластинки, γ_i — фактор контрастности исследуемой пластинки, b — коэффициент реабсорбции, C_0 — постоянная. Фактор контрастности определяется либо с помощью ступенчатого ослабителя, либо по линиям железа с известными логарифмами интенсивности

спектральных линий [3]. Коэффициент реабсорбции можно рассчитать по способу, предложенному Фишманом [7].

При спектральном анализе геологических проб сложного состава весьма обычной является ситуация, когда на аналитическую линию того или иного элемента накладывается рассеянное излучение интенсивной линии макрокомпонента либо непрерывное фоновое излучение различной природы и т. п., что существенно затрудняет количественную интерпретацию спектров. Учет этого фактора представляется важным и возможен при некоторых допущениях, а именно: а) если появление фона обусловлено непрерывным равномерным излучением (в пределах фотометрируемых участков спектра); б) чувствительность фотопластины одинакова и постоянна; в) если фактор контрастности фотопластины для излучения в некотором ограниченном диапазоне длин волн — величина постоянная.

В проблемной лаборатории Киевского университета разработан способ введения поправки за искажающее влияние фоновых сигналов, который основан на совместном решении известных уравнений

$$I = aC^b,$$

$$S = \gamma \lg I + \gamma j,$$

где I — интенсивность излучения, a — константа, C — концентрация химического элемента, b — коэффициент реабсорбции, S — почернение линии, γ — фактор контрастности, j — инерция фотопластины. Это позволяет учитывать влияние величины фоновых сигналов введением поправки за «фоновую концентрацию» искомого элемента (рис. 2)

$$\Delta \lg C_{\Phi} = \frac{1}{b} [(S_0 - S_{\Phi})/\gamma - \lg (10^{(S_0 - S_{\Phi})/\gamma} - 1)]$$

или если на пластинке имеется спектр стандарта (пробы сравнения), то

$$\Delta \lg C_{\Phi} = \frac{1}{b} [(S_{oi} - S_{oc} - S_{\Phi i} + S_{\Phi c})/\gamma - \lg \{ (10^{(S_{oi} - S_{\Phi i})/\gamma} - 1) / (10^{(S_{oc} - S_{\Phi c})/\gamma} - 1) \}],$$

где S_{oi} , $S_{\Phi i}$, S_{oc} , $S_{\Phi c}$ — почернения линии и фона, а также фона у аналитических линий в исследуемой пробе и стандарте соответственно.

Целый ряд субъективных и методических факторов в процессе обработки и интерпретации данных спектрального анализа влияют на его точность. Потому все большее число спектральных лабораторий занимается созданием и внедрением в прак-

тику различных способов, приборов, программ на ЭВМ, призванных повысить быстроту и точность определений на этапе обработки спектрограмм и интерпретации материалов обработки.

В проблемной лаборатории Киевского университета также занимаются изучением этой задачи, в связи с чем при составлении программы обработки результатов фотометрирования спектрограмм возник вопрос о форме представления результатов спектрального анализа.

Представление результатов по грубым дискретным шкалам сложилось в эмиссионном спектральном анализе исторически, в процессе его развития. Но при современном уровне аналитической базы оказывается, что достоверность оценок точности результатов существенно зависит от дискретности шкалы логарифмов концентраций, принятой при обработке результатов фотометрирования спектрограмм.

Выборочные данные статистической оценки результатов геохимического опробования габброидных образований Волынского массива Украинского щита, полученные при обработке результатов фотометрирования спектрограмм по шкалам логарифмов концентраций кратной $\sqrt[10]{10}$ и предельной дискретности (определяемой точностью фотометрирования) свидетельствуют (см. таблицу) о явном повышении точности оценок концентраций химических элементов при использовании шкал предельной дискретности.

Выборочные статистические оценки точности определений концентраций химических элементов, полученные по шкале кратной $\sqrt[10]{10}$ (а) и по шкале с предельной дискретностью (б)

Элемент	Стандартное отклонение		Коэффициент вариации, %	
	а	б	а	б
Титан	5,92	5,22	14,4	12,9
Олово	0,43	0,3	10,5	7,0
Хром	16,2	13,4	12,1	9,9
Свинец	0,36	0,34	7,1	6,7
Марганец	12,5	9,32	10,7	7,9
Кобальт	3,95	2,83	10,7	7,7
Никель	3,45	2,04	11,8	6,9

Изучение статистического характера факторов методической погрешности спектрального анализа привело нас к необходимости разработки алгоритма оценки концентраций химических элементов с учетом поправок, рассмотренных в данной работе, а также к созданию соответствующей программы на ЭВМ «МИР».

Алгоритм включает оценку фактора контрастности фото-

пластинки (используется принцип парной корреляции), вычисление поправки за фон и определение концентрации химических элементов. Оценку фактора контрастности γ_j пластинок производим, исходя из соотношения

$$S_{ij}^{(l)} = \gamma_j \lg I_{ij}^{(l)} + \text{const},$$

где $S_{ij}^{(l)}$ — почернение линий Fe с известной величиной $\lg I_{ij}^{(l)}$ логарифма интенсивности этих линий. При этом:

а) проверяем правильность фотометрирования указанных линий

$$(r_j - r_0) \geq 0,$$

где r_j — коэффициент парной корреляции между $S_{ij}^{(l)}$ и $\lg I_{ij}^{(l)}$, r_0 — нижняя граница коэффициента парной корреляции, найденная экспериментально;

б) оцениваем значимость расхождений фактора контрастности на эталонной и исследуемой пластинках

$$t_q \geq (\gamma_j - \gamma_0) \sqrt{n} / \sigma_{\lg I/S},$$

где t_q — критерий Стьюдента (табличное значение), n — количество линий Fe , используемых для нахождения фактора контрастности, $\sigma_{\lg I/S}$ — среднеквадратичное отклонение парной связи;

в) рассчитываем переводной множитель

$$k_j = \gamma_j / \gamma_0,$$

где γ_0 и γ_j — факторы контрастности на эталонной и исследуемой пластинках.

Концентрации химических элементов определяем по формуле

$$C_{ij}^{(l)} = \text{antlg} [\lg C_0^{(l)} + (\gamma_0 k_j b^{(l)})^{-1} (S_{0ij}^{(l)} - S_{ocij}^{(l)}) + \Delta \lg C_{\phi ij}^{(l)}],$$

где $\Delta \lg C_{\phi ij}^{(l)}$ — поправка за фон, $b^{(l)}$ — коэффициент реабсорбции, $\lg C_0^{(l)}$ — логарифм концентрации l -го химического элемента в стандарте (пробе сравнения), l — номер химического элемента, i — номер пробы, j — номер фотопластинки, $C_{ij}^{(l)}$ — концентрация химического элемента в i -й пробе.

Программа, построенная по этой схеме, может быть использована также для расчета концентраций химических элементов при количественном спектральном анализе по методу трех эталонов, методу внутреннего стандарта, а также для устранения влияния линии наложения (по гомологичной ей паре) на аналитическую линию какого-нибудь элемента.

Список литературы. 1. Жуков Н. Н. Вероятностно-статистические методы анализа геолого-геофизической информации. Киев, «Вища школа», 1975, 304 с. 2. Лонцих С. В. и др. Спектральный анализ при поисках рудных

месторождений. Л., «Недра», 1969, 294 с. 3. Прокофьев В. К. Фотографические методы количественного спектрального анализа металлов и сплавов. Ч. 1, 2. М., ГТТИ, 1951, 368 с. 4. Русанов А. К., Сердобова Л. И. О влиянии состава и дисперсности проб на результаты СА с вдуванием порошков в плазму дуги.— «Журнал прикладной спектроскопии», 1971, т. 14, № 6, с. 805—813. 5. Теляков В. Г. Способ попеременного фотографирования спектров исследуемого вещества и эталона в процессе одной экспозиции.— Материалы семинара по количественному спектральному анализу минерального сырья. М., Госгеолком, 1964, с. 45—46. 6. Толстой М. И., Табачный Л. Я. Спектральные стандарты магматических пород УССР. В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Изд-во при Киев. ун-те, 1976, с. 114—123. 7. Фишман И. С. Методы количественного спектрального анализа. Изд-во Казанск. ун-та, 1961, 180 с. 8. Хитров В. Г., Кортман Р. В. Рекомендуются содержания породообразующих и малых элементов в стандартных породах ИГЕМ по данным межлабораторного анализа. М., ИГЕМ, 1969, 68 с. 9. Abbey Sydney. Studies in «standard samples» of silicate rocks and minerals. Part A. 1974 edition of usable values.— «Paper Geol. Surv. Can.», 1975, 74—41, pp. 1—23. 10. Fairbairn et al. A cooperative investigation of precision and accuracy in chemical, spectrochemical and modal analysis of silicate rocks.— US geol. surv. bull. 1951, N 960, pp. 1—71. 11. Flanagan F. J. US. Geological Survey standards—II. First compilation of data for the new USGS rocks.— Geoch. et Cosm. Acta. 1969, v. 33, pp. 81—120. 12. Flanagan F. S. Sourus of geochemical standards.— II.— Geoch. et Cosm. Acta, 1970, v. 34, pp. 121—125. 13. Fleisher M. US. Geological Survey standards— I. Additional data on rocks G-1 and W-1, 1965—1967.— Geoch. et Cosm. Acta, 1969, v. 33, pp. 65—80.

L. Ja. Tabachnyj

ON THE ACCURACY OF THE SPECTROANALYTICAL INVESTIGATIONS

This paper deals with the factors affecting on the spectral analysis accuracy. The method to remove the background influence is proposed. The advisability of the application of the limit discrete scale is shown. The principle of algorithm construction to treat the spectral analysis results with the computer is given.

РАЗВИТИЕ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ ПРОБЛЕМНОЙ ЛАБОРАТОРИИ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГОРНЫХ ПОРОД КИЕВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА (1961—1976)

В 1959—1961 гг. в составе Северо-Казахстанской геологической экспедиции НИС Киевского университета (руководители—В. С. Заика-Новацкий, В. К. Куликовский), проводившей комплексные геологосъемочные, гидрогеологические и геофизические исследования в пределах южной части Кокчетавского синклинория (Аксу-Степнякский район), работала тематическая партия (В. И. Бартошевский, В. К. Куликовский, А. И. Литвин, Т. Н. Иванова, А. Н. Платонов и др.). Ее задачей являлась комплексная структурно-петрологическая и геохимическая съемка сложного Тасадырского гранитоидного плутона. В составе партии была группа (М. И. Толстой, Ф. К. Гапеев, И. М. Остафийчук, Н. Я. Шарай), которая наряду с радиометрическими занималась также геохимическими исследованиями и оценкой магнитных свойств пород района. В процессе полевых, лабораторных и камеральных работ группа столкнулась с рядом проблем, требующих самостоятельной разработки. К ним относились: а) выбор рационального комплекса методов массового анализа состава и свойств горных пород, обладающих достаточной чувствительностью и точностью; б) разработка эффективных методов статистического анализа массовой геохимической

и петрофизической информации; в) разработка рациональных методов литогеохимического опробования и методики литогеохимических исследований; г) выяснение возможности использования массовой геохимической и петрофизической информации для обнаружения первичных эндогенных геохимических ореолов и металлогенической оценки геологических образований. Для решения этих проблем в 1961 г. при Киевском университете была создана научно-исследовательская лаборатория радиометрических исследований НИС (руководитель — М. И. Толстой), которая в 1963 г. была преобразована в бюджетную научно-исследовательскую лабораторию радиометрических и физико-химических исследований.

Работы лаборатории в 1963—1966 гг. были в основном подчинены решению ряда теоретических и методических вопросов и проводились в следующих направлениях:

1. Разработка и применение методов математической статистики для: а) изучения особенностей статистического распределения химических элементов в горных породах и изучения их генетического значения; б) обработки и интерпретации массовой радиометрической и геохимической информации; в) оценки геохимической специализации и металлоносности магматических образований.

2. Выбор и разработка рациональных методов и аппаратуры высокоточного массового анализа элементарного состава горных пород и их внедрение.

3. Разработка методики обнаружения эндогенных (первичных) геохимических ореолов.

4. Использование массовой петрофизической информации для решения геологических задач.

Методические работы этого периода, а также их апробация осуществлялись в основном на территории Северного Казахстана (1959—1963), в пределах массива Улутау (1964—1965), и юго-западной части Центрального Казахстана [1, 5, 10, 13, 16, 38].

Были разработаны основы методики геохимического картирования, оценки металлоносности и обнаружения эндогенных геохимических ореолов [7, 9, 15]; изучены петрофизические особенности метасоматических измененных пород и произведена оценка возможности использования массового изучения их физических свойств как индикаторов изменений пород [3, 6]; предложены методы оценки аномальных значений распределений химических элементов путем анализа выборочных распределений [7, 9], сопоставления и корреляции геологических объектов по параметрам и функциям распределения признаков [14]. Для описания природных распределений химических элементов и физических параметров впервые были привлечены кривые Пирсона [7, 8, 38], произведена оценка геохимического значения статистических параметров выборочных распределений [2, 4, 7, 8, 10, 16]. Кроме того, были разработаны и усовершенствованы методики анализа состава горных пород (В. Б. Спиваковский): определение фазового состава урана, физико-химический анализ ряда цветных элементов и т. д.

Важнейшие результаты этих работ были изложены в монографиях [7, 12, 38], а также ряде статей [8, 9, 11, 14].

Некоторые из разработок рассматриваемого периода имели самостоятельное научное и практическое значение. К ним относятся:

1) вариационно-статистический метод обработки результатов определения вещественного состава горных пород при металлогенических и геохимических исследованиях [1, 7]; 2) применение массовых радиометрических исследований при металлогеническом прогнозе поисков полезных ископаемых [7, 20, 33]; 3) применение магнитной восприимчивости горных пород при петроструктурных и металлогенических исследованиях [3, 6]; 4) выделение аномальных концентраций химических элементов по данным геохимических исследований для металлогенических целей [7, 9]; 5) закономерности статистического распределения химических элементов в горных породах и их использование для геологических и металлогенических целей [5, 10, 16]; 6) вариационно-статистические методы сопоставления геологических образований по распределению химических элементов [14, 22]; 7) расчет параметров вариационных кривых стати-

стического распределения химических элементов, минералов и физических свойств в горных породах [8, 11, 17];

Начало второго этапа деятельности лаборатории связано с ее преобразованием в 1966 г. в проблемную лабораторию физико-химических исследований горных пород. Научным руководителем лаборатории назначен М. И. Толстой, зав. лабораторией — И. М. Остафийчук.

В качестве основного научного направления работ лаборатории было утверждено изучение количественных закономерностей распределения химических элементов и петрофизических характеристик горных пород для установления их генезиса, условий формирования, оценки металлоносности.

Особенностью работ второго этапа (1966—1970) являлось развитие наряду с поисковыми, теоретическими и методическими работами исследований, связанных с внедрением и практической проверкой разработанных методов и методик. Эти работы, как правило, осуществлялись в содружестве с производственными организациями Министерства геологии СССР и проводились на территории Сарысу-Тенизского поднятия Центрального Казахстана, складчатой зоны Армении, в Закарпатье, Коростенском плутоне. Западном Забайкалье. Тут следует отметить:

1. Использование геохимических данных для количественного решения задач геологической съемки масштаба 1:50 000 (на примере полигона площадью 100 кв. км).
2. Использование вариационно-статистического анализа для изучения закономерностей распределения цветных и редких металлов в основных породах Волынского плутона.
3. Комплексные опытно-производственные работы по оценке металлоносности геологических образований и выбору рационального комплекса поисковых работ в районе Сарысу-Тенизского поднятия.
4. Оценка эффективности поисковых признаков и возможностей прогнозирования полиметаллических месторождений Закарпатья на базе ЭВМ.
5. Сравнительная характеристика вещественного состава и физических свойств характерных типов вулканогенных образований Армянской складчатой зоны.

В процессе работ этого периода был разработан ряд методических вопросов прикладных геохимических и петрофизических исследований. К ним относятся: создание алгоритма комплексной статистической обработки геолого-геофизических данных, включающего: а) проверку статистической однородности выборки; б) оценку статистических параметров и их достоверности; в) парный корреляционный анализ между исследуемыми признаками и их достоверность; г) оценку принадлежности выборочного распределения статистическому закону распределения. Учитывая разнообразие последних, при описании природных распределений химических элементов и физических характеристик в алгоритме предусматривалось преобразующее правило, нормирующее распределения и существенно повышающее достоверность корреляционного анализа. По данному алгоритму была создана программа для ЭВМ «Минск-22» [11]. Разработан также первый вариант алгоритма и программы распознавания геологических объектов с использованием комплексной геохимической и петрофизической информации [17, 19, 37]; предложена и обоснована методика литогеохимического картирования кристаллических пород путем построения схем трендовой характеристики геохимического поля [20, 32, 34], методика прогнозной оценки интервалов расстояний до рудного тела с учетом вертикальной зональности его минералого-геохимического ореола и литологического состава пород [45]. В результате внедрения этой методики на Беганьском барито-полиметаллическом месторождении в Закарпатье получен экономический эффект в размере 176,8 тыс. руб. Кроме того, были разработаны теоретические основы оценки оптимальных способов литогеохимического опробования магматических образований и выполнена их практическая проверка на примере габброидных и гранитоидных образований [21, 25, 66].

Внедрение разработанных методов в процессе комплекса геолого-геохимического и петрофизического изучения гранитоидных образований Сарысу-Тенизского поднятия Центрального Казахстана [20, 28, 56, 65] позволило оце-

нить металлоносность этой территории и обнаружить ряд рудопоявлений, а при геохимическом изучении габброидных образований Вольнского плутона и региональной оценке его металлоносности [22, 27, 32, 35] получить экономический эффект в размере 467,5 тыс. руб.

Наряду с этими исследованиями, важное место занимали разработка и совершенствование методов и аппаратуры массового анализа состава и физических свойств горных пород. К ним относятся: разработка методики и аппаратуры теплофизических исследований, основанная на аналитическом решении задачи нагревания двух сред (неограниченной и ограниченной) при заданных граничных условиях, позволяющая измерять тепло- и температуропроводность одновременно на одном и том же образце (Ю. А. Лобанов); методики и аппаратуры высокоточных измерений скорости продольных и поперечных упругих волн, основанная на измерении времени распространения скорости ультразвука с помощью частотомера. Установки позволяют проводить измерения скорости упругих волн при высоких температурах (до 700°С) и давлениях (до 15 кбар); аппаратуры и методов комплексного изучения магнитных свойств горных пород, включающего оценку намагниченности насыщения и ее температурного хода в диапазоне +20°С ÷ 600°С, параметров магнитной жесткости, «естественных» магнитных параметров (χ , J_n) (А. В. Сухорада); усовершенствование приближенно-количественного спектрального анализа (П. Н. Зубарев, Л. Я. Табачный).

Результаты перечисленных работ были обобщены в кандидатских [18, 30, 36, 42] и в докторской диссертации М. И. Толстого [33].

Следующий, третий, этап (1971—1976) деятельности лаборатории связан с развитием, наряду с методическими и теоретическими работами, региональных исследований состава и физических свойств кристаллических и вулканогенных образований с целью создания региональных геохимических кларков и петрофизических характеристик петротипов пород, использования геохимической и петрофизической информации для решения вопросов стратиграфии, оценки геохимической специализации и регионального металлогенического прогноза, а также петрогенетического анализа.

Исследовались неовулканы альпийского складчатого пояса европейской части СССР в пределах Кавказа (складчатая зона Армении, Северный Кавказ, Приэльбрусская и Прикавказская области, Грузинская глыба) и Карпат (Выгорлат-Гутинская гряда, цепь погребенных вулканов Закарпатья, Берегово-Беганьский вулканический район). Кроме того, начато было изучение кристаллических пород Украинского щита. Объектами исследований явились геологические образования северо-западной части щита и, частично, Кировоградского блока. Исследования проводились в тесном содружестве с территориальными геологическими организациями — Управлением геологии Совета Министров АрмССР и трестом «Киевгеология».

Помимо этого в лаборатории выполнялись две научно-исследовательские работы методического характера, посвященные разработке рациональной методики литогеохимического опробования магматических (эффузивных) образований и разработке методики количественного расчленения, сопоставления и корреляции геологических образований по комплексу признаков с использованием ЭВМ.

Принимая во внимание комплексный характер проводимых исследований и многолетнюю специализацию сотрудников, в течение третьего этапа было произведено организационное упорядочение структуры лаборатории. В ее составе были выделены два отдела и группа математического анализа геологической информации (руководитель — ст. науч. сотр. Н. Н. Жуков). Отдел изучения состава горных пород и петрогеохимических исследований (руководитель — ст. науч. сотр. И. М. Остафийчук) включал группу физико-химического анализа горных пород, и группу спектрального анализа. Отдел изучения физических свойств горных пород и петрофизических исследований (руководитель — ст. науч. сотр. А. В. Сухорада) включал группу магнитометрических исследований горных пород, группу изучения физических свойств при высоких термодинами-

ческих параметрах, плотностных и емкостных характеристик горных пород и минералов.

Учитывая потребности развития региональных исследований состава и физических свойств горных пород, за первым отделом были закреплены исследования вулканогенных образований, а за вторым — кристаллических пород Украинского щита.

Для проведения низкофоновых петрофизических исследований в 1975 г. на территории учебно-научной базы Киевского университета Жуков хутор были начаты работы по созданию магниторадиометрической научно-исследовательской станции лаборатории.

Заметную роль проблемная лаборатория стала играть в учебном процессе геологического факультета. В лаборатории проводятся практикумы по радиометрии, ядерной геофизике, спектральному анализу, физико-химическому анализу пород, определению физических свойств горных пород, статистическим методам обработки геолого-геофизической информации.

Научные сотрудники лаборатории читают ряд спецкурсов, руководят дипломной и научной работой студентов. Ежегодно к научно-исследовательской работе лаборатории привлекается не менее 15—20 студентов старших курсов, которые по материалам проводимых исследований выполняют курсовые и дипломные работы. Многие из них выступали с научными докладами на различных сессиях и конференциях, участвовали в конкурсах. Часть работ студентов, работавших в лаборатории, была отмечена дипломами, грамотами и премиями.

С 1974 г. лаборатория организует и проводит ежегодные месячные курсы повышения квалификации для работников Министерства геологии УССР в области геохимических методов поисков полезных ископаемых и математических методов обработки геологической информации.

С этого же года начал издаваться ежегодный сборник «Вопросы прикладной геохимии и петрофизики», где кроме результатов научных работ сотрудников лаборатории печатаются наиболее интересные теоретические и методические разработки сотрудников научных и производственных геологических учреждений как Украинской, так и других союзных республик страны.

К наиболее важным результатам научных и методических работ лаборатории, полученным в описываемый период, следует отнести:

1) разработку алгоритма и программы многомерной статистической классификации без предварительного обучения с оценкой принадлежности, основанной на иерархическом принципе построения сравниваемых объектов (Н. Н. Жуков, А. Ю. Серга);

2) геохимическую и петрофизическую характеристику основных разновидностей неовулканитов Армянской складчатой зоны. На ее основе решены задачи стратиграфии и металлоносности этих образований [26, 48, 50, 58, 60, 61, 77]. Выполнение этой работы позволило получить экономический эффект в размере около 0,5 млн. р.;

3) геохимическую и петрографическую характеристику неовулканитов Закарпатья, на основе которой решены стратиграфические задачи [37, 62, 64, 69, 70, 71, 75, 76, 77];

4) изучение геохимии и петрофизики ведущих петротипов кристаллических пород северо-западной части Украинского щита и использование полученной информации для количественного решения ряда сложных задач стратиграфии и прогнозной оценки этих образований [27, 34, 53, 55, 59];

5) создание: а) установки для прецизионных измерений скорости упругих волн на малых базах методом эхо-импульсного наложения сигналов с точностью измерений порядка 0,01%; б) устройства для изучения скорости упругих волн при температурах до +450°С; в) установки для определения модуля Юнга и внутреннего трения методом составного вибратора; г) ультразвуковой установки для изучения скорости упругих волн в сильнопоглощающих средах, использующей эффект оптического наложения сигналов и обеспечивающей точность измерений порядка 0,1% (Г. Т. Продайвода); д) установки для изучения теплопроводности методом цилиндрического зонда с использованием

в качестве регистратора высокочувствительных микротермистеров (Г. Т. Продайвода, Л. Я. Табачный, В. П. Коболев);

6) разработка рациональной методики термообработки горных пород и минералов в широком интервале температур и парциального давления кислорода. Для ее реализации была создана установка, позволяющая проводить термообработку в течение длительного времени в интервале температур от -196°C до $+1300^{\circ}\text{C}$ в различных атмосферах (воздух, окисленные смеси, инертные газы) и широком диапазоне давлений (плоть до 10^{-6} мм рт. ст. (А. В. Сухорада);

7) создание универсальной установки для термомагнитного анализа горных пород и минералов в широком интервале температур (от -196°C до $+600^{\circ}\text{C}$), а также автоматического термомагнитного сепаратора ферромагнетиков в инертных газах по их точкам Кюри (А. В. Сухорада);

8) разработка трех спектральных стандартов магматических пород УССР (П. Н. Зубарев, Л. Я. Табачный): а) ГК-1 (гранит); б) ГЧБ-2 (плагногранит) и в) АБЗ-1 (андезито-базальт) [78].

СПИСОК ОПУБЛИКОВАННЫХ РАБОТ*

1962—1966 гг.

1. Толстой М. И., Остафийчук И. М. О вариационно-статистической обработке результатов изучения вещественного состава горных пород.— «Разведка и охрана недр», 1962, № 5, с. 23—29.

2. Толстой М. И., Остафийчук И. М. Общая радиоактивность и распределение урана в горных породах одного из районов Казахстана.— «Вестн. Киев. ун-та. Сер. геол.», 1962, № 5, вып. 1, с. 66—74.

3. Толстой М. И., Виноградов Г. Ф. Магнитная восприимчивость коренных пород как индикатор их метасоматических изменений (на примере Северного Казахстана).— «Сб. науч. трудов НИСа Киев. ун-та», 1963, № 2, с. 146—159.

4. Толстой М. И., Остафийчук И. М. Распределение тория и калия в горных породах одного из районов Казахстана.— «Вестн. Киев. ун-та. Сер. геол.», 1963, № 5, вып. 2, с. 38—46.

5. Толстой М. И., Остафийчук И. М. Некоторые закономерности статистического распределения химических элементов в горных породах и их использование для геохимических целей.— «Геохимия», 1963, № 10, с. 952—956.

6. Толстой М. И. Об использовании данных массовых измерений магнитной восприимчивости для целей петролого-геохимических и металлогенических исследований (на примере Центрального Казахстана).— «Сб. науч. работ НИСа Киев. ун-та», 1963, № 1, с. 79—96.

7. Толстой М. И. Некоторые вопросы оценки металлогенической специализации и обнаружения эндогенных ореолов. Изд-во Киев. ун-та, 1964, с. 151.

8. Толстой М. И., Остафийчук И. М., Гудименко Л. М. К вопросу о типах кривых статистического распределения и способах расчета их параметров.— «Геохимия», 1965, № 11, с. 1325—1334.

1966—1970 гг.

9. Жуков Н. Н. К вопросу об определении аномальных значений при геохимических поисках.— «Вестн. Киев. ун-та. Сер. геол.», 1967, № 9, с. 78—84.

10. Остафийчук И. М. Некоторые закономерности статистического распределения петрогенных окислов в гранитоидах.— «Сб. науч. работ НИСа Киев. ун-та», 1967, № 3, с. 154—165.

11. Жуков Н. Н., Дядюра В. А. Методика статистического анализа данных геохимического опробования.— «Вестн. Киев. ун-та. Сер. геол.», 1968, № 10, с. 67—75.

* Список составлен в хронологическом порядке.

12. *Остафийчук И. М.* Геохимическая и металлогеническая специализация палеозойских гранитоидов Северного Казахстана. Автореф. канд. дис. М., 1968, 25 с.

13. *Остафийчук И. М.* Распределение вольфрама и циркония в некоторых гранитных массивах Северного Казахстана.— «Геохимия», 1968, № 1, с. 65—70.

14. *Толстой М. И., Жуков Н. Н.* О сопоставлении геологических образований по количественному распределению в них химических элементов.— «Сб. науч. работ НИСа, Киев. ун-та, 1968, № 4, с. 117—128.

15. *Толстой М. И., Остафийчук И. М., Жуков Н. Н.* Оценка металлогенической специализации магматических образований на основе математического анализа количественной информации.— В кн.: «Математические методы в геологии. МГК. XXIII сессия. Проблема 436. М., «Наука», 1968, с. 61—62.

16. *Толстой М. И., Остафийчук И. М.* Некоторые особенности статистического распределения элементов и минералов и их значение при минералогеохимических исследованиях.— В сб.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., «Наука», 1968, с. 34—39.

17. *Жуков Н. Н.* Автоматическая система классификации данных опробования.— В сб.: Применение математических методов в геологии. Алма-Ата, «Наука», 1969, с. 200—205.

18. *Жуков Н. Н.* Методы решения задач оптимального опробования статистической анализа и классификации при геолого-геофизических исследованиях. Автореф. канд. дис. М., 1969, 24 с.

19. *Остафийчук И. М., Жуков Н. Н.* Использование методов классификации для расчленения неогеновых вулканогенных образований Берегово-Беганьской зоны Закарпатья.— В сб.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинали. Изд-во Львов. ун-та, 1969, с. 37.

20. *Толстой М. И., Степченко С. Б., Серга А. Ю.* Радиометрическое картирование пород фундамента молодых платформ.— «Геофиз. сб. АН УССР», 1969, № 32, с. 100—110.

21. *Толстой М. И., Жуков Н. Н.* О выборе количества проб при геохимической и петрофизической характеристике изверженных пород.— «Сб. науч. работ НИСа Киев. ун-та», 1969, № 5, с. 133—137.

22. *Остафийчук И. М., Жуков Н. Н.* Сопоставление геологических объектов на основе многомерных распределений химических элементов (на примере Вольнского габбро-лабрадоритового массива).— «Сб. науч. работ НИСа Киев. ун-та», 1970, № 6, с. 84—99.

23. *Продайвода Г. Т., Поваренных А. С.* О природе осредненных упругих констант минералов.— «ДАН УССР», 1970, сер. Б, вып. 2, с. 81—82.

24. *Сухорада А. В.* К вопросу о методике измерения точки Кюри горных пород.— «Заводская лаборатория», 1970, № 3, с. 298—299.

25. *Толстой М. И.* О выборе оптимального веса литогеохимических проб.— «Изв. вузов. Сер. геология и разведка», 1970, № 9, с. 78—85.

1971—1976 гг.

26. *Жуков Н. Н., Продайвода Г. Т., Серга А. Ю.* Об оценке химического состава новейших вулканогенных пород Армении по их удельному весу.— «ДАН АН АрмССР», 1971, т. 11, № 4, с. 236—239.

27. *Жуков Н. Н.* Определение фациальной принадлежности горных пород по данным геохимического опробования методом многомерной классификации на ЭВМ (на примере Вольнского массива).— «Геол. журн. АН УССР», 1971, т. 31, вып. 1, с. 103—115.

28. *Моляко В. Г.* Метасоматически измененные породы Жамантасского массива (Сарысу-Тенизское поднятие).— «Сб. науч. работ НИСа Киев. ун-та», 1971, № 6, с. 124—132.

29. *Продайвода Г. Т.* О связи осредненных упругих констант минералов с кристаллохимическими факторами.— «Вестн. Киев. ун-та. Сер. геол.», 1971, № 13, с. 39—46.

30. *Продайвода Г. Т.* Физические свойства вулканогенных пород и основ-

ные факторы их определяющие, на примере Армянского нагорья.— Автореф. канд. дис., М., 1971, 24 с.

31. *Степченко С. Б., Молякко В. Г.* Интрузивные породы южной части Сарысу-Тенизского водораздела.— «Сб. науч. работ НИСа Киев. ун-та», 1971, № 7, с. 85—92.

32. *Толстой М. И.* Геохимическое картирование пород фундамента молодых платформ.— «Советская геология», 1971, № 4, с. 60—78.

33. *Толстой М. И.* Количественные закономерности распределения химических элементов и физических характеристик в гранитоидах и их прикладное значение. Автореф. докт. дис., М., 1971, 30 с.

34. *Толстой М. И.* О количественной оценке пространственного распределения химических элементов в интрузивных телах.— «Геол. журн. АН УССР», 1971, т. 31, вып. 1, с. 21—29.

35. *Толстой М. И., Жуков Н. Н., Остафийчук И. М.* Об особенностях пространственного распределения химических элементов в магматических образованиях.— «Геохимия», 1971, № 12, с. 1492—1496.

36. *Молякко В. Г.* Грейзенизированные породы Жамантасского интрузивного массива Сарысу-Тенизского поднятия, их поисковое значение и металлоносность. Автореф. канд. дис., М., 1972, 22 с.

37. *Остафийчук И. М., Титов Э. М.* Корреляция нижнесарматских эффузивных образований Берегово-Беганьского холмогорья по геохимическим данным на ЭВМ.— «Сб. науч. работ НИСа Киев. ун-та», 1972, № 8, с. 103—109.

38. *Остафийчук И. М., Толстой М. И.* Статистические особенности распределения химических элементов в гранитоидах (на примере Северного Казахстана). М. «Недра», 1972, 223 с.

39. *Продайвода Г. Т.* Лабораторная установка для измерения скорости ультразвука в образцах горных пород импульсно-фазовым методом.— В сб.: Геофиз. исследования на территории Украины. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 114—115.

40. *Продайвода Г. Т. и др.* Связь теплопроводности минералов с их структурными особенностями.— «Геол. журн. АН УССР», 1972, т. 32, вып. 1, с. 41—47.

41. *Сухорада А. В.* Анализ связей между магнитными параметрами гранитоидов.— В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. М., «Наука», 1972, с. 20—24.

42. *Сухорада А. В.* Магнитные свойства гранитоидов и некоторые аспекты их геологической интерпретации. Автореф. канд. дис., М., 1972, 21 с.

43. *Сухорада А. В., Толстой М. И.* К вопросу об использовании магнитных параметров для определения концентрации магнетита в горных породах.— «Сб. науч. работ НИСа Киев. ун-та», 1972, с. 119—121.

44. *Сухорада А. В. и др.* Рациональная методика магнитного анализа горных пород.— В сб.: Геофиз. исследования на территории Украины. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 105—111.

45. *Толстой М. И.* Физические свойства пород эндогенного ореола.— В сб.: Геофиз. исследования на территории Украины. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 43—46.

46. *Жуков Н. Н. и др.* Многомерный корреляционный анализ и его использование для решения петрологических и геохимических задач.— В сб.: Математические методы в геологии. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 87—89.

47. *Жуков Н. Н., Серга А. Ю.* Учет ошибок измерений при статистическом анализе распределений физико-химических показателей горных пород.— В сб.: Математические методы в геологии. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 65—67.

48. *Остафийчук И. М., Степченко С. Б.* Поведение химических элементов семейства железа в генетически связанной серии известково-щелочных базальтов (Армения).— «Сб. науч. работ НИСа Киев. ун-та», 1973, № 9, с. 84—91.

49. *Остафийчук И. М. и др.* Особенности магнетитов из гранитоидов.— «Геохимия», 1973, № 6, с. 867—875.

50. *Продайвода Г. Т.* Электрические параметры базальтов Армении при высоких давлениях и температурах.— «Изв. АН АрмССР. Науки о земле», 1973, № 1, с. 22—23.

51. Сухорада А. В., Шербаков И. Б. Про співвідношення залізистості біотиту та кількості магнетиту в гранітах.—«ДАН УРСР», 1973, сер. Б, вып. 4, с. 604—605.

52. Сухорада А. В., Коболев В. П., Кравченко С. Н. Исследование кинетики температурных превращений ферромагнитных минералов гранитов и базальтов.—«Сб. науч. работ НИСа Киев. ун-та», 1973, № 9, с. 68—70.

53. Толстой М. И., Остафийчук И. М., Степченко С. Б. Геохимические особенности гранитоидов коростенского комплекса и их генетическое значение.—«Геохимия», 1973, № 11, с. 1643—1660.

54. Толстой М. И. и др. Петрофизические особенности гранитоидов чудново-бердячевского комплекса Украинского щита.—«Геол. журн. АН УССР», 1973, т. 33, вып. 3, с. 69—76.

55. Толстой М. И. и др. Петрофизические особенности гранитоидов Кировград-житомирского комплекса и их генетическое значение.—«Геофиз. сб. АН УССР», 1973, № 52, с. 25—30.

56. Молякко В. Г. К вопросу о специализации гранитоидов (на примере девонских интрузий на Сарысу-Тенизском поднятии.—Материалы II Казахстанского петрограф. совещания, Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 38—39.

57. Продайвода Г. Т. Общие закономерности изменения теплопроводности горных пород.—В сб.: Физика горных пород и процессов, М., «Наука», 1974, с. 12—16.

58. Сухорада А. В., Остафийчук И. М. Петромагнитные особенности базальтов складчатой зоны Армении и их геологическое значение.—«Геофиз. сб. АН УССР», 1974, № 61, с. 81—85.

59. Толстой М. И., Остафийчук И. М., Степченко С. Б. Особенности состава гранитоидов чудново-бердячевского комплекса Украинского щита и их генетическое значение.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 1, с. 46—58.

60. Толстой М. И., Продайвода Г. Т., Молякко В. Г. Физические свойства базальтов Армении.—«Геофиз. сб. АН УССР», 1974, № 61, с. 75—80.

61. Толстой М. И. и др. Физические свойства вулканогенных образований различных условий формирования и их петрогенетическое значение (на примере складчатой зоны Армении).—Материалы IV Всесоюз. совещания по физ. свойствам при высоких термодинамических параметрах. Тбилиси, 1974, с. 51—53.

62. Гасанов Ю. Л. Особенности состава кислых вулканитов липаритовой и андезитовой формации Закарпатского прогиба.—В сб.: Вопросы геохимии, минералогии, петрографии и рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1975, с. 80—82.

63. Жуков Н. Н. и др. Метод количественного прогнозирования месторождений олова с помощью программы непараметрической классификации.—В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Изд-во Киев. ун-та, 1975, с. 127—138.

64. Молякко В. Г., Михайлов В. А. Сопоставление и корреляция вулканогенных образований андезитовой формации Выгорлат-Гутинской гряды Закарпатья.—«Сб. науч. работ НИСа Киев. ун-та», 1975, № 11, с. 30—37.

65. Сухорада А. В. О точках Кюри горных пород.—В сб.: Магнитные аномалии земных глубин. Киев, «Наукова думка», 1975, с. 106—107.

66. Толстой М. И., Жуков Н. Н. Об опробовании магматических образований при их общей количественной геохимической характеристике.—В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Изд-во Киев. ун-та, 1975, с. 101—112.

67. Толстой М. И. Петрогеохимические особенности и специализация герцинских гранитных комплексов Сарысу-Тенизского поднятия.—«Сб. науч. работ НИСа Киев. ун-та», 1975, № 11, с. 89—100.

68. Жуков Н. Н. Способы расчета оценок частных коэффициентов корреляции геохимических признаков.—В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Изд-во Киев. ун-та, 1976, с. 96—101.

69. Жуков Н. Н., Серге А. Ю., Молякко В. Г. Применение метода разделения неоднородных совокупностей по комплексу признаков для расчлене-

ния вулканогенных толщ Советского Закарпатья.— В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Изд-во Киев. ун-та, 1976, с. 101—107.

70. Моляк В. Г., Продайвода Г. Т. Петрофизические особенности новейшего вулканизма Закарпатья и их геохимическое значение.— В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Изд-во Киев. ун-та, 1976, с. 78—91.

71. Остафийчук И. М. Петрогеохимические особенности неогеновых вулканических образований Закарпатья.— В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Изд-во Киев. ун-та, 1976, с. 14—30.

72. Продайвода Г. Т., Коболов В. П. Определение коэффициента теплопроводности минералов и горных пород методом цилиндрического зонда.— В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Изд-во Киев. ун-та, 1976, с. 124—129.

73. Сухорада Н. В., Воронов С. И. Низкотемпературные термомагнитные исследования некоторых регионов СССР.— В сб.: Палеомагнетизм, магнетизм, геомагнитное поле. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1976, с. 42—43.

74. Толстой М. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Киев, «Вища школа», 1976, 224 с.

75. Толстой М. И. и др. Геохимия, петрофизика и вопросы генезиса новейших вулкаников Советских Карпат. Изд-во Киев. ун-та, 1976, 192 с.

76. Толстой М. И. и др. Схема новейшего вулканизма Карпат и Паннонского массива.— «Геол. журн. АН УССР», 1976, т. 36, вып. 5, с. 38—42.

77. Толстой М. И. и др. Петрогеохимические и петрофизические особенности главных генетических типов позднеорогенного вулканизма (на примере неовулканизма Кавказа и Карпат).— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 204—206.

78. Толстой М. И., Табачный Л. Я. Спектральные стандарты магматических горных пород.— В сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Изд-во Киев. ун-та, 1976, с. 114—124.

М. И. ТОЛСТОЙ, проф.

M. I. Tolstoj

THE DEVELOPMENT OF SCIENTIFIC INVESTIGATIONS
AND THE MAIN RESULTS OF WORKS OF LABORATORY
OF PHYSICAL-CHEMICAL INVESTIGATIONS OF ROCKS
IN KIEV STATE UNIVERSITY
(1961—1976)

The main directions and results of scientific work of laboratory of physical-chemical investigations of rocks in Kiev state university are adduced in the article in chronological order from 1961 till 1976.

**О ШКОЛЕ ПЕРЕДОВОГО ОПЫТА ПО ВОПРОСАМ ПОВЫШЕНИЯ
ЭФФЕКТИВНОСТИ КАЧЕСТВА ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

14—16 июля 1976 г. в г. Киеве работала школа передового опыта по вопросам повышения эффективности и качества лабораторных исследований. В работе школы приняло участие 52 представителя производственных организаций Министерства геологии УССР, ИМРа, ВИМСа, Киевского университета и Института коллоидной химии АН УССР.

Было заслушано и обсуждено 20 докладов и сообщений, посвященных анализу состояния лабораторных исследований в геологических организациях УССР и основным результатам научно-исследовательских и рационализаторских работ по созданию новых лабораторных методов и автоматизации аппаратуры для изучения вещественного состава пород и минералов, достигнутых за годы IX пятилетки, и задачам лабораторной службы на X пятилетку.

Представители различных лабораторий выступили с развернутыми сообщениями о внедрении новых методов и аппаратуры для исследований минерального сырья с целью повышения эффективности и качества исследований.

Участники школы передового опыта рекомендовали:

1. Одобрить основные мероприятия, выполненные за годы IX пятилетки, по внедрению новых методов и методик лабораторных исследований, по вводу в эксплуатацию нового прогрессивного оборудования и приборов, разработке и внедрению средств малой механизации и автоматизации аналитических исследований.

2. Обязать Межведомственный лабораторный совет:

а) в течение 1976 г. разработать и представить МГ УССР перечень новых высокопроизводительных и высокоточных методов, методик, приборов и аппаратуры по видам анализов, подлежащих внедрению в лабораториях Мингео УССР взамен устаревших, малоэффективных, не удовлетворяющих современным требованиям;

б) ежегодно представлять Главгеологоразведке сведения о состоянии контроля и качестве лабораторных работ;

в) представить в 1976 г. Главгеологоразведке координационный план совместных исследований с лабораториями учебных учреждений и научных учреждений АН УССР по разработке и внедрению методик и аппаратуры.

3. Центральной лаборатории треста «Киевгеология», комплексным лабораториям трестов «Артемгеология» и «Укрюжгеология», лабораториям треста «Днепрогеофизика» и отделам ИМРа подготовить в течение 1976 г. и передать МЭГЭИ для оформления информационных листов материалы по техническому усовершенствованию лабораторного оборудования и приборов.

4. Руководству геологоразведочных трестов и объединения в течение 1976 г. рассмотреть вопрос об укрупнении и специализации лабораторий. В течение 1976—1977 гг. завершить основное перевооружение головных лабораторий.

5. С целью обеспечения ритмичной работы аппаратуры, мелких усовершенствований и изготовления средств малой механизации в центральных и комплексных лабораториях трестов создать ремонтные группы или специализированные лаборатории КИП.

6. В области химико-аналитических исследований предусматривать замену традиционных методов физико-химическими с использованием высокочувствительных инструментальных методов (атомно-абсорбционных, атомно-эмиссионных, химико-спектральных, экстракционно-спектрометрических, хроматографических и др.).

7. С целью своевременного выполнения анализов геологоразведочным трестам, объединению вест перспективное планирование работ центральных и головных лабораторий.

8. Систематически проводить семинары и школы передового опыта по новейшим методам исследований минерального сырья на базе головных лабораторий Министерства геологии УССР с привлечением учебных и научных учреждений республики и СССР.

9. Под методическим руководством спектральной лаборатории ИМРа внедрить в практику производственных лабораторий новую систему контроля качества лабораторных исследований.

10. Руководству трестов и объединения до 1 января 1977 г. пересмотреть загруженность дорогостоящего высокопродуктивного лабораторного оборудования и приборов и представить эти сведения в Главгеологоразведку.

11. Принять меры для обеспечения центральных и комплексных лабораторий высококвалифицированными специалистами по наладке и эксплуатации современной аппаратуры и приборов.

12. ИМРу в IV квартале 1976 г. провести рабочее совещание по рассмотрению вопроса об изготовлении единых стандартов на естественной основе для пород Украинского щита.

13. МЭГЭИ совместно с ИМРом и трестом «Киевгеология» в течение 1977 г. провести хронометраж применяемого в спектральном анализе метода попеременного фотографирования в лабораториях трестов «Киевгеология»,

«Днепрогеофизика», «Ворошиловградгеология», «Артемгеология», объединении «Крымморгеология» и установить единые временные нормы на производство этого вида анализа.

14. Обязать группу информации МЭГЭИ систематически информировать организации Мингео УССР о разработках и усовершенствованиях в лабораторном оборудовании и аппаратуре и методиках аналитических исследованиях, разработанных организациями Мингео УССР и других ведомств Украины.

Ст. инженер Мингео УССР Э. В. РЕПИНА

E. V. Repina

THE SCHOOL OF ADVANCED EXPERIENCE
BY THE PROBLEMS RISE OF EFFECTIVITY AND QUALITY
OF THE LABORATORICAL INVESTIGATIONS

The school of advanced experience by the problems rise of effectivity and quality of the laboratorial investigations had held in Kiev 14th — 16th June 1976.

The participants of the school had decided the recommendations, which was directed to the broader installation of the new methods of the laboratorial investigations, the new progressive equipment and apparatus, to the improvement of the organization structure of the laboratorial service.

РЕФЕРАТЫ

УДК 550.84 : 553.4 + 552.1 : 53

Теоретические основы и перспективы развития петроакустики — новой отрасли петрофизики. Толстой М. И., Продайвода Г. Т.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. 1977, с. 3—13.

Введено понятие акустического тензора для описания распространения упругих волн в анизотропных горных породах. Предложен способ определения коэффициента анизотропии в случае произвольной ориентировки рабочей системы координат. Даны рекомендации по практическому использованию акустического метода для решения различных задач. Список лит. 28.

УДК 550.42

Коэффициенты накопления рудных и редких элементов в минералах. Ляхович В. В.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1977, с. 13—30.

Минералы гранитных массивов, в пространственной связи с которыми известны редкометалльные месторождения, характеризуются величиной коэффициента накопления K_n рудного или редкого элемента, обычно в полтора-два и более раз превышающей вычисленное среднее для нерудоносных гранитов. Поэтому значение величины K_n может быть с успехом использовано для суждения о степени проявления рудогенерирующей способности гранитоида. Табл. 5. Список лит. 21.

УДК [550, 84 : 550, 814] : 553,3, 04

Индикация продуктивных зон рудного поля аэрогеохимическими аномалиями. Ищенко В. Ю., Кравченко Ю. Б., Островский Э. Я., Портнов А. М., Тесленко А. В.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1977, с. 30—34.

На основе результатов автоматизированной обработки на ЭВМ данных аэрогаммаспектрометрической съемки показана эффективность использования явления антагонизма тория и калия (с накоплением калия) для формирования аномального геохимического признака — «доминаты калия», позволяющего осуществить экспрессную индикацию продуктивных близповерхностных зон, связанных с калиевым щелочным метасоматозом. Ил. 1. Список лит. 4.

УДК 550.832

О возможности обнаружения погребенных тектонических нарушений по данным радиометрических исследований (на примере севера ГДР). Хаазе Р.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1977, с. 34—39.

Рассматривается новый метод обнаружения тектонических нарушений путем изучения концентраций радиоактивного продукта распада (ряда U—Ra) почвенных проб, разработанный в Лейпцигском университете под руководством Р. Лаутербаха. Радиометаллометрические аномалии в осадочном бассейне интерпретируются как эффект миграции радиоактивных элементов, обусловленной движением и циркуляцией растворов и газов по тектоническим нарушениям. Илл. 4.

УДК 549.74

Физико-кристаллохимический аспект теплопроводности твердых растворов Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 . Коболев В. П.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1977, с. 39—43.

Теплопроводность твердых растворов рассматривается с позиций физики твердого тела и кристаллохимии. Предлагается использовать коэффициент теплопроводности в качестве индикатора температуры кристаллизации оливинов. Список лит. 9.

УДК 550.84 : 51.2 : 552.321

О соотношении гранитоидов северо-западной части Украинского щита по результатам количественного анализа петрогеохимических данных. Молявко В. Г., Павлов Г. Г., Серга А. Ю.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1977, с. 44—55.

Приведены результаты сопоставления пород осницкого и коростенского комплексов с гранитами Пержанского массива. Для сравнения использованы геохимические, петрофизические и петрохимические признаки, а также математические методы группирования. Сделан вывод о генетической общности гранитов Пержанского массива и гранитоидов коростенского комплекса. Илл. 3. Табл. 3. Список лит. 7.

УДК 550.84 : 553.4 + 552.1 : 53

Петрофизическая характеристика гранитоидов Новоград-Волынского блока северо-запада Украинского щита и их петрологическое значение. Продайвода Г. Т., Сухорада А. В., Павлов Г. Г.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. 1977, с. 55—68.

На основе анализа плотностных, емкостных, упругих, тепловых и магнитных свойств гранитоидов, а также на основе анализа их радиоактивности показано, что в рамках определенной петрологической концепции привлечение петрофизической информации позволяет значительно детализировать условия процесса гранитообразования. Илл. 1. Табл. 4. Список лит. 25.

УДК 551.21

Условия формирования известково-щелочных ассоциаций андезито-базальт — андезит — дацитов внутриконтинентальных складчатых областей (на примере Западной вулканической зоны Армении). Остафийчук И. М.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1977, с. 68—78.

Приводится количественная оценка предполагаемых путей формирования известково-щелочных серий андезито-базальт — андезит — дацитового состава в пределах Западной вулканической зоны Армении (с участием или без участия корового материала) соответственно существующим точкам зрения на их генезис. Расчеты показывают необходимость допущения смешивания на определенном этапе с «сиалическим» материалом (усвоение его не менее 60% по объему), т. е. фракционирование, сопровождающееся контаминацией. Следствием усвоения «сиалического» вещества могут рассматриваться установленные геохимические особенности таких серий. Ил. 3. Табл. 3. Список лит. 15.

УДК 552.53.

Физические свойства гранитоидов Сарысу-Тенизского поднятия Центрального Казахстана. Толстой М. И.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1977, с. 78—88.

Приводится характеристика физических свойств (магнитных, плотностных, упругих, теплофизических, общей радиоактивности) гранитоидных образований южной части Сарысу-Тенизского поднятия Центрального Казахстана, полученных по данным площадного опробования. Отмечается четкая дифференциация свойств гранитоидов разных условий формирования (мезабиссальных, гипабиссальных — более глубинной и приповерхностной фаций), а также гранитоидов, измененных метаморфическими процессами. Эта дифференциация сохраняется и на петрофизических картах, построенных методом осреднений, что с успехом может быть использовано для геологического картирования и интерпретации геофизических данных. Ил. 4. Табл. 2. Список лит. 5.

УДК 552.124.3 : 552.321

Закономерности распределения аксессуарных минералов в гранитоидах Витимо-Кондинского междуречья (Западное Забайкалье). В. А. Слипченко — Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1977, с. 88—101.

Приведены результаты изучения состава аксессуарных минералов в гранитоидах междуречья Витима и Конды раннепалеозойского, средне-позднепалеозойского и мезозойского возраста. Установлена закономерность распределения аксессуарных минералов и эволюции их состава в процессе гранитоидного магматизма, а также закономерность распределения этих минералов в гранитоидах в зависимости от их провинциальных особенностей. Ил. 1. Табл. 7. Список лит. 23.

УДК 55 : 51

Статистические методы анализа результатов массового геохимического и петрофизического изучения горных пород. Жуков Н. Н., Толстой М. И.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1977, с. 102—110.

Описан комплекс вероятностно-статистических методов анализа массовой геохимической и петрофизической информации, разработанных в проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород Киевского университета и предназначенных для решения типовой задачи геохимического и петрофизического изучения геологических образований. Список лит. 23.

УДК 553.1 : 543.42

О точности спектроаналитических исследований. Табачный Л. Я.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1977, с. 110—116.

Обсуждаются факторы, влияющие на точность спектрального анализа. Предлагается способ устранения влияния фона. Показана целесообразность использования при обработке спектрограмм предельно дискретных шкал. Приводится принцип построения алгоритма обработки результатов спектрального анализа на ЭВМ. Илл. 2. Табл. 1. Список лит. 13.

УДК 550.4 : 552.53

Развитие научных исследований и основные результаты работ проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород Киевского университета (1961—1976) Толстой М. И. — Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1977, с. 116—125.

Приводятся основные направления изучения горных пород и результаты научно-исследовательских работ проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород Киевского университета за 15 лет (1961—1976). Список лит. 78.

УДК 553.1

О школе передового опыта по вопросам повышения эффективности и качества лабораторных исследований. Репина Э. В.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1977, с. 125—127.

14—16 июля 1976 г. в г. Киеве была проведена школа передового опыта по вопросам повышения эффективности и качества лабораторных исследований. В работе школы приняли участие 50 представителей производственных и научно-исследовательских организаций Мингео УССР и других ведомств.

Участники школы получили рекомендации, направленные на более широкое внедрение новых методов и методик лабораторных исследований, нового прогрессивного оборудования и приборов, улучшение организационной структуры лабораторной службы.

СОДЕРЖАНИЕ

I. Теория и методика прикладных геохимических и петрофизических исследований

<i>Толстой М. И., Продайвода Г. Т.</i> Теоретические основы и перспективы развития петроакустики — новой отрасли петрофизики	3
<i>Ляхович В. В.</i> Коэффициенты накопления рудных и редких элементов в минералах	13
<i>Ищенко В. Ю., Кравченко Ю. Б., Островский Э. Я., Портнов А. М., Тесленко А. В.</i> Индикация продуктивных зон рудного поля аэрогеохимическими аномалиями	30
<i>Хаазе Р.</i> О возможности обнаружения погребенных тектонических нарушений по данным радиометрических исследований (на примере севера ГДР)	34
<i>Кобольв В. П.</i> Физико-кристаллохимический аспект теплопроводности твердых растворов $Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4$	39

II. Применение методов прикладной геохимии и петрофизики для решения геологических задач

<i>Молявко В. Г., Павлов Г. Г., Серга А. Ю.</i> О соотношении гранитоидов северо-западной части Украинского щита по результатам количественного анализа петрогеохимических данных	44
<i>Продайвода Г. Т., Сухорада А. В., Павлов Г. Г.</i> Петрофизическая характеристика гранитоидов Новоград-Вольнского блока северо-запада Украинского щита и их петрологическое значение	55
<i>Остафийчук И. М.</i> Оценка условий формирования известково-щелочных ассоциаций андезито-базальт — андезит — дацитов внутриконтинентальных складчатых областей (на примере Западной вулканической зоны Армении)	68
<i>Толстой М. И.</i> Физические свойства гранитоидов Сарысу-Тенизского подпоятия Центрального Казахстана	78
<i>Слипченко В. А.</i> Закономерности распределения аксессуарных минералов в гранитоидах Витимо-Кондинского междуречья (Западное Забайкалье)	88

III. Методы обработки и анализа геохимических и петрофизических данных

<i>Жуков Н. Н., Толстой М. И.</i> Статистические методы анализа результатов массового геохимического и петрофизического изучения горных пород	102
<i>Табачный Л. Я.</i> О точности спектроаналитических исследований	110
Развитие научных исследований и основные результаты работ проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород Киевского университета	116
О школе передового опыта по вопросам повышения эффективности и качества лабораторных исследований	125
Рефераты	128

G O N T E N T S

I. Theory and methods of applied geochemical and petrophysic investigation

<i>Tolstoj M. I., Prodajvoda G. T.</i> Theoretical basis and perspectives of development the petroacoustics — new brunch of petrophysics	13
<i>Ljachovich V. V.</i> Coefficient of ore- and rare-elements enrichment in minerals	30
<i>Ishchenko V. Ju., Kravtchenko Ju. B., Ostrovskij E. G., Portnov A. M., Teslenko A. V.</i> The determining of productive of ore fields by aerogeochemical anomalies	34
<i>Haase R.</i> On the possibility revelation of burial tectonic faults according data radiometric investigations (on the example of the North of DDR)	39
<i>Kobolev V. P.</i> Physical-crystalchemical aspect of thermal conductivity of the solid solution $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$	43

II. Application of methods of the applied geochemistry and petrophysics for geological problems solution

<i>Moljavko V. G., Pavlov G. G., Serga A. Ju.</i> The comparis on granites of north-west part of Ukrainian shield by the use of quantitative analyses of petrogeochemical data	55
<i>Prodajvoda G. T., Sukhorada A. V., Pavlov G. G.</i> Petrophysical character of granitoids of Novograd-Volinian blok in north-west part of the Ukrainian shield and their petrological importance	68
<i>Ostafijchuk I. M.</i> On the conditions of forming of calcs-alkaline andesite-basalt — andesite — dacitic associations of midland orogenic zones (on the example of West volcanic zone of Armenia)	78
<i>Tolstoj M. I.</i> Physical properties of granitoids of Sarisu-Tengis uplift (Central Kazakhstan)	88
<i>Slipchenko V. A.</i> The regularity of distribution of accessory minerals in the granitoids of Vitim-Kondian region (West Transbaikalia)	101

III. Methods of treatment and analysis of geochemical and petrophysical data

<i>Zhukov N. N., Tolstoj M. I.</i> The statistical method for the analysis of results of the mass geochemical and petrophysical rock investigation	110
<i>Tabachnyj L. Ja</i> On the accuracy of the spectroanalytical investigations	116
The development of scientific investigations and the main results of works of laboratory of physical-chemical investigations of rocks in Kiev State university (1961—1976)	125
The school of advanced experience by the problems rise of effectivity and quality of the laboratory investigations	127
Papers	128

Министерство высшего и среднего специального
образования УССР

Киевский ордена Ленина государственный
университет им. Т. Г. Шевченко

ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ
И ПЕТРОФИЗИКИ

Сборник статей

Редактор А. М. Федяева

Художественный редактор Ю. О. Стефанишин

Технический редактор Е. Д. Окопная

Корректор Л. П. Малашкина

Информ. бланк № 2481

Сдано в набор 29.12 1976 г. Подписано в печать
6.09 1977 г. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типо-
графская № 3. 8,5 усл. печ. л. 9,37 уч.-изд. л.
Тираж 1000 экз. Изд. № 824-к. БФ 07883. Зак.
№ 7—95. Цена 1 р. 40 к.

Издательство при Киевском государственном уни-
верситете издательского объединения «Вища шко-
ла», 252001. Киев—1, Крещатик, 4.

Киевская книжная типография научной книги
Республиканского производственного объединения
«Полиграфкнига» Госкомиздата УССР, 252004,
Киев—4, Репина, 4.

К СВЕДЕНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

В Издательстве при Киевском государственном университете издательского объединения «Вища школа» выйдут из печати в 1978 г.

Материалы по геологии, гидрогеологии и геохимии Украины, РСФСР и Молдавии. Вып. 14. Язык русский. 10 л. 1000 экз. 1 р. 50 к. II кв.

В сборнике рассматриваются результаты геологических, гидрогеологических, геохимических и геофизических исследований, проведенных сотрудниками геологического факультета Киевского университета в различных районах Украины РСФСР и Молдавии.

Исследования имеют практическое и теоретическое значение.

Рассчитан на специалистов-геологов разных профилей, может быть полезен студентам геологических факультетов.

1 р. 40 к.

2240

