ՀՍՍՌ ԳԱ Երկրաբանական և աշխարհագրական գիտությունների սերիա

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ՝

Ա. Հ. Գաբրիելյան *(պատ. խմբագիր)*, Ա. Տ. Ասլանյան, Ց. Գ. Հակոբյան, Ս. Մ. Այվազյան, Ա. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Հ. Մ Վանցյան, Ն. Ի. Դոլուխանովա, Ա. Ե. Քոչարյան *(պատ. խմբագրի տեղակալ)*, Ս. Ս. Մկրտչյան, Թ. Շ. Թադևոսյան, Ն. Գ. Մելիք-Մուրադյան *(պատ. քարտուղար)*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

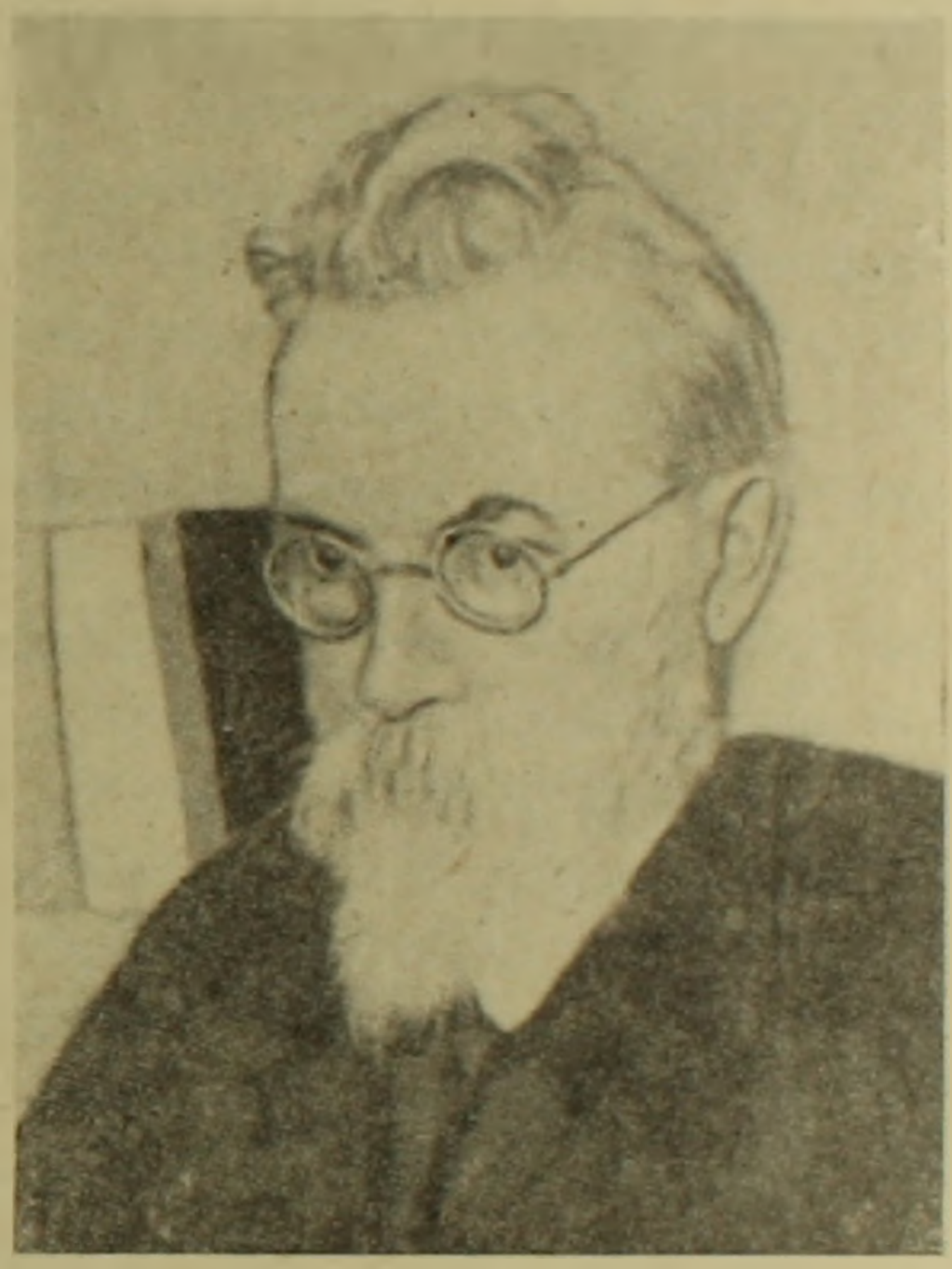
А. А. Габриелян (ответ. редактор), *А. Т. Асланян*, *Ц. Г. Акопян*, *С. М. Айвазян*, *А. Б. Багдасарян*, *Г. П. Багдасарян*, *Г. М. Ванцян*, *Н. И. Долуханова*, *А. Е. Кочарян* (зам. отв. редактора), *С. С. Мкртчян*, *Т. Ш. Татевосян*, *Н. Г. Мелик-Мурадян* (отв. секретарь)

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 3. 1963 Геологич. и географич. науки

К СТОЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ ВЫДАЮЩЕГОСЯ УЧЕНОГО И МЫСЛИТЕЛЯ АКАДЕМИКА В. И. ВЕРНАДСКОГО

12 марта 1963 г. исполнилось 100 лет со дня рождения крупнейшего ученого-естествоиспытателя, основоположника генетической минералогии, геохимии, радиогеологии и биогеохимии академика Владимира Ивановича Вернадского.



В. И. Вернадский родился в г. Петербурге в семье прогрессивно настроенного профессора - экономиста, тесно связанного со многими видными и передовыми деятелями России прошлого столетия. В 1881 г. В. И. Вернадский окончил гимназию и в том же году поступил на естественное отделение физико-математического факультета. В. В. Докучаев и Д. И. Менделеев оказали глубокое влияние на развитие научной деятельности В. И. Вернадского как минералога, геохимика и биогеохимика. После окончания университета в качестве участника геологических и почвенных экспедиций в 1886—1890 гг. много работал в России и заграницей. Он был в Германии, Швейцарии, Австрии, Франции, Италии, Англии, Америке, Норвегии, Польше, Чехословакии и др. странах.

С 1891 г. В. И. Вернадский становится доцентом МГУ; в том же году защищает магистрскую диссертацию «О группе силлиманита и роли глинозема», в которой выдвигает с гениальной прозорливостью новую теорию строения силикатов. Один из современных исследователей структуры силикатов Шибольд писал о работе В. И. Вернадского: «Большой интерес представляет то обстоятельство, что предугаданное с гениальной интуицией четверное кольцо действительно в принципе подтвердилось...»

В 1897 г. он защищает докторскую диссертацию «Явления скольжения кристаллического вещества», а с 1911 г. начинает работать в Академии наук и избирается академиком.

В. И. Вернадский поражал всех исключительной широтой охвата природных геохимических и биогеохимических процессов, многогранностью и глубиной их понимания.

Являясь ученым с исключительно широким кругозором, обладая незаурядной силой научного предвидения при разработке важнейших

теоретических проблем, он ставил и решал их, охватывая почти все отрасли современного естествознания.

Каждого открытия В. И. Вернадского было бы достаточно, чтобы имя ученого стало мировым. Теория атомного распада, генезис силикатов, изотопы, распространение и поведение химических элементов и радия, изоморфизм, жизнедеятельность организмов, роль их в изменении химического состава земной коры, возраст Земли, учение о вечной мерзлоте—вот далеко не полный перечень проблем, блестяще разрешенных гением В. И. Вернадского. Он оставил величайшее научное наследие, среди которого такие классические работы, как «Группа силлиманита и роль глинозема», «Парагенезис химических элементов в земной коре», «Очерки геохимии», «История минералов земной коры», «Химическое строение биосферы и ее окружение» и многие другие.

В. И. Вернадский — прекрасный пример всепоглощающего, целеустремленного служения науке. Он был человеком большого обаяния—был не только крупнейшим ученым, но и мудрым, прекрасным организатором. По его инициативе и под его непосредственным руководством организуется целый ряд научных центров.

Вокруг В. И. Вернадского и его идей возникли крупные коллективы ученых-минералогов, геохимиков и биогеохимиков, среди которых такие выдающиеся исследователи, как А. Е. Ферсман, А. П. Виноградов, В. Я. Самойлов, К. А. Ненадкевич, О. М. Шубников, П. П. Пилипенко, Н. А. Смольянинов и др. Он был всемирно известным ученым—действительным членом целого ряда Академий и научных обществ.

В СССР создалась мощная школа В. И. Вернадского, которая сейчас продолжает плодотворно работать, развивая идеи своего учителя, приобретшие огромное научное и практическое значение.

Очень метко сказал о В. И. Вернадском его ученик А. П. Виноградов: «Поражала его вечная, яркая, ищущая молодость. Он видел в науке на много лет вперед. Создавая новые отрасли науки о Земле, он предвидел их огромное значение и связь с практической деятельностью человека». Ушел из жизни В. И. Вернадский неожиданно быстро—5 января 1945 г., оставив нам неоценимое научное наследие.

Геологическая общественность нашей страны широко отметила 100-летие со дня рождения крупнейшего ученого и мыслителя В. И. Вернадского.

В Москве с 13 по 19 марта состоялась юбилейная научная сессия, посвященная этой дате, где с большими научными докладами (около 70) выступили видные геохимики Советского Союза, США, Японии, Германии, Венгрии, Франции и многих стран.

К юбилею В. И. Вернадского, состоявшемуся 20—23 марта 1961 г. в ИГН АН Армянской ССР, была проведена научная сессия, на которой заслушано и обсуждено 15 научных докладов и сообщений по общим вопросам рудообразования, по геохимии химических элементов в магматическом, гидротермальном и седиментационном процессах.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 3, 1963 Геологич. и географич. науки

ГЕОХИМИЯ

А. Т. АСЛАНЯН

О ВНУТРЕННЕЙ ТЕМПЕРАТУРЕ И ХИМИЗМЕ ЗЕМЛИ

Предположим, что земной шар имеет на всех глубинах одинаковую температуру T_m и излучает как абсолютно черное тело с плотностью энергии изучения

$$w = a\,T_m^4, \qquad (1)$$

где a — универсальная постоянная.

Согласно феноменологической теории фигур небесных тел, такое равновесное излучение может иметь место в том случае, если тело будет вращаться с первой космической скоростью

$$V_k = R\omega_k = R\sqrt{\frac{4\pi}{3}(3\gamma-4)\,G\rho_m} = \sqrt{gR(3\gamma-4)},$$

при которой освобождаемая внутри тела контракционная энергия полностью излучается в мировое пространство (R — радиус, ρ_m — средняя плотность, g — ускорение силы тяжести на поверхности шара, γ — отношение Грюнайзена, G — гравитационная постоянная).

Согласно теории относительности [3], ввиду сокращения Лоренца, плотность кинетической энергии вращения *несжимаемой* эвклидовой модели Земли, равная $\varepsilon = \frac{1}{2} K\rho_m V_k^2 R^2$, для *сжимаемой* гауссовой модели уменьшается до значения

$$\varepsilon' = \frac{1}{2} K\rho V_k^2 (R)^2 (1-\beta^2)^2 .$$

Следовательно, плотность контракционного выхода энергии

$$\Delta\varepsilon = \varepsilon - \varepsilon' = \frac{1}{2} K\rho_m V_k^2 R^2\beta^2, \qquad (2)$$

где K — постоянная жирации, $\beta = \omega R/c$, ω — современная угловая скорость вращения Земли, а c — скорость света.

По условию равновесного излучения, энергия (1) должна равняться энергии (2) или, как было показано в другой работе автора [3], плотности энергии внутреннего магнитного поля Земли $\mu^2 H_1^2/8\pi$, почему здесь должны иметь место соотношения:

$$T_m = \sqrt[4]{\frac{K\rho_m\omega_k^2 R^2\beta^2}{2a}} = \sqrt[4]{\frac{2\pi KG\rho_m^2 R^2\beta^2(3\gamma-4)}{3a}}, \qquad (3)$$

$$\mu H_1 = \beta V_k \sqrt{4\pi K\rho_m}, \qquad (4)$$

$$T_m = \sqrt[4]{\frac{\mu^2 \bar{H}_i^2}{8\pi a}}. \qquad (4)$$

При $K=0{,}334$, $\rho_m=5{,}25$ *г/см*^{3}, $R=6{,}37\times10^8$ *см*, $G=6{,}6\times10^{-8}$ *дин.см*^{2}*/г*^{2}, $c=3\times10^{10}$ *см/сек*, $\omega=7{,}29\times10^{-5}$ *рад/сек*, $\gamma=5/3$, $a=7{,}57\times10^{-15}$ *эрг/см*^{3}, $\omega_k=1{,}3\times10^{-3}$ *рад/сек*, $\beta=1{,}55\times10^{-6}$ получим среднюю температуру Земли $T_m=3690$° К и среднее значение напряженности магнитного поля внутри Земли при магнитной проницаемости $\mu^2=1$, $\bar{H}_i=6{,}28$ *гс*.

Если подставить в (4) вместо средней плотности планеты ρ_m центральную плотность $\rho_c=17{,}9$ *г/см*^{3}, получим напряженность поля в центре Земли $H_c=11{,}3$ *гс*, а если подставить, кроме того, вместо $V_k=R\omega_k$ современную величину линейной скорости вращения $V=R\omega=4{,}65\times10^4$ *см/сек*, получим напряженность поля на полюсах $H_p=0{.}635$ *гс*. Давление в центре Земли составит соответственно $P_c=H_c^2/4\pi\beta^2=4\times10^{12}$ *дин/см*^{2} (по Буллену $P_c=3{,}96\times10^{12}$ *дин/см*^{2}), а механическое ориентированное напряжение в земной коре у магнитных полюсов $\sigma_p=H_p^2/8\pi\beta^2=6580$ *кг/см*^{2}. Среднее гидростатическое давление внутри Земли составит $P_h=\bar{H}_i^2/4\pi\beta^2=1{,}25\times10^{12}$ *дин/см*^{2} (обычная формула $P_h=\frac{1}{3}\rho_m g R$ дает $1{,}15\times10^{12}$ *дин/см*^{2}).

Указанное выше значение средней температуры Земли было получено автором также тремя другими способами [3].

Для определения изменения температуры в недрах Земли мы можем пользоваться выражением средней температуры жидкой сферы

$$T_m = \frac{3}{4\pi R^3}\int_0^R 4\pi r^2 T(r)dr, \qquad (6)$$

получаемым из теории Дюамеля-Неймана и аналогичным выражением для средней плотности той же сферы

$$\rho_m = \frac{3}{4\pi R^3}\int_0^R 4\pi r^2 \rho(r)\, dr, \qquad (7)$$

получаемым из теории Клеро-Лапласа.

Сравнивая выражения (6) и (7) и составляя пропорцию

$$\frac{\rho_m}{T_m} = \frac{\rho(r)}{T(r)}, \qquad (8)$$

определим температуру на поверхности сферы $T(r)=T_n$ на расстоянии r от ее центра, если известны ρ_m, T_m и плотность $\rho(r)=\rho_n$ на том же расстоянии r от центра сферы [3, 4].

Для буллеровской модели „B" строения Земли пропорция (8) дает: в центре Земли, где $\rho=17{,}9$ *г/см*^{3}, $T=11960$° К, на поверхности внутреннего ядра ($\rho=15{,}01$ *г/см*^{3}), $T=10000$° К, на поверхности внеш-

него ядра ($\rho=9{,}74\,г/см^3$), $T=6530°К$, в основании оболочки ($\rho=5{,}57\,г/см^3$), $T=3730°К$, на поверхности оболочки под континентами ($\rho=3{,}32\ г/см^3$), $T=2220°К$, в лавовых озерах ($\rho=2{,}6\ г/см^3$) до улетучивания газов $T=1740°К$. Для плавающей коры с архимедовой плотностью $1/4\rho_m$, $T=923°K$.

Температурный контраст между смежными слоями, например, между внешним ядром ($T=6530°К$) и основанием оболочки ($T=3730°К$), ввиду наличия между ними контактной разности электрических потенциалов, должен поддерживаться возникающими при этом запирающими слоями типа слоев Шоттки, препятствующими выносу тепла и свободных электронов из недр в радиальном направлении (согласно теории в этом случае электрическое поле ядра, проникая в основание оболочки, удаляет из низов оболочки свободные электроны проводимости и тем самым резко уменьшает электропроводность и теплопроводность приконтактовой зоны оболочки в радиальном направлении).

Отметим, что значение температуры порядка 10.000°К для ядра Земли указывалось Джеффрисом, Эльзассером, Буллардом, Вольфом, Шнейдеровым и др. [7, 14]. Другая группа авторов эту цифру считает слишком высокой, а Слихтер, наоборот, допускает возможность существования температур в центре Земли до 64000°К [15].

Необходимые представления о химизме Земли дают газовые законы [10].

Газовое давление в недрах массивных вращающихся небесных тел выражается обычно формулами

$$P=\frac{\rho kT}{\mu_n m_н}, \tag{9}$$

$$P=\frac{\rho C_0^2}{\gamma}, \tag{10}$$

где по-прежнему ρ — плотность газа, T — температура, k — постоянная Больцмана, μ_n — молекулярный вес газа, $m_н$ — масса атома водорода, γ — отношение Грюнайзена, а C_0 — лапласова скорость распространения звуковой волны в направлении от центра к поверхности шара, определяемая из зависимости

$$C_0=\frac{R}{\pi}\sqrt{\frac{4\pi}{3}G\rho_m(3\gamma+4)}=\frac{1}{\pi}\sqrt{gR(3\gamma+4)}. \tag{11}$$

Для определения среднего атомного номера вещества земли формулу (9) можно представить в виде

$$P=\frac{\rho T}{\mu_n m_e}\left(\frac{km_e}{m_н}\right)=\frac{\rho k' T}{Zm_e}, \tag{12}$$

где m_e — масса электрона, $Z=\mu_n$ — атомный номер вещества, а $m_e\mu_n=Zm_e$ — масса всех электронов, образующих вокруг данного ядра нейтрального атома коллективизированное газовое облако.

Сравнивая формулы (10) и (12) и исключая из них ρ, получаем

$$Z=\frac{\gamma k' T}{m_e C_0^2}=bT, \tag{13}$$

где b — постоянная для данного тела величина.

Подставляя в формулу (13) $\gamma = 5/3$, характеризующая одноатомный газ, $T_m = 3690^\circ$ К, $k = 7{,}5 \times 10^{-20}$ *эрг/град*, $m^c = 9{,}1 \times 10^{-28}$ *г* и из формулы (11) $C_0 = 2{,}52 \times 10^5$ *см/сек*, получим среднее значение атомного номера вещества Земли $Z_m = 8$, равный атомному номеру кислорода. Этот номер эквивалентен атомному номеру соединения оливина $2MgO \cdot SiO_2$ и H_2O и очень близок атомному номеру таких минералов как норбергит — $2MgO \cdot SiO \cdot Mg(OH)_2$ или серпентин — $3MgO \cdot SiO_2 \cdot 2H_2O$, содержащий 43% MgO, 44% SiO_2, 13% H_2O, примеси FeO, Fe_2O_3, NiO, CoO, Al_2O_3, CaO, Cr_2O_3, ZnO и др. Остров этих минералов соответствует, как известно, силикатной фазе метеоритов. Ниже, для удобства изложения, богатые H_2O магнезиальные силикаты будем называть гидрооливиновым веществом.

Сравнивая формулы (8) и (13), можно прийти к пропорции

$$\frac{Z_m}{Z_n} = \frac{\rho_m}{\rho_n}, \qquad (14)$$

указывающей на дискретный характер изменения плотностей в недрах планеты.

Зная средний атомный номер Z_m и среднюю плотность ρ_m, а также плотность ρ_n на искомой глубине, из пропорции (14) можно определить атомный номер Z_n на соответствующих глубинах. В частности, для центра Земли при $\rho_n = \rho_c = 17{,}9$ *г/см*^{3} она дает $Z_c = 26$, соответствующий железу, для слок F, где $\rho = 12,\ 42$, $Z = 18$ ферросилиций), а для поверхности внешнего жидкого ядра, где $\rho = 9{,}74$, получаем $Z = 14$, что соответствует фаялиту — $2FeO \cdot SiO_2$, который, по всей вероятности, должен находиться здесь в металлической фазе.

Можно также показать, что для всего ядра $Z = 16$, ($F_e = S_i = 0$) и $\rho = 2\rho_m$; для внутреннего ядра $Z = 20$, ($F_e = S_i = S_i = F_c$) и $\rho = 5\rho_m/2$, а для оболочки (вместе с корой) при $Z = 10$, $\rho = 4\rho_m/5$. Кроме того, выясняется, что для n-ой оболочки Земли $Z_n = 2(2n-1)$, где $n = 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7$, причем в рассматриваемом случае энергетические уровни $n = 1$, $n = 2$ перекрыты уровнем $n = 3$, $Z = 10$ (фазовые переходы в оболочке).

Интересно отметить, что радиус внутреннего твердого ядра, состоящего в основном из железа (на $^2/_3$) и кремния, оказывается равным $R\sin D$, где D — угол между магнитной и механической осями Земли, равный в свою очередь $^1/_4$ вершинного угла прецессионного конуса [3].

Для определения атомного номера оболочки и коры, для которых формула (14) дает значения $Z \leqslant 8$, следует пользоваться квантово-статистическими представлениями. В частности, для расплавленной коры, плотность которой $\rho_k = \frac{1}{2}\rho_m$ формула (14) дает $Z = 4$. В последнем случае, исходя из указанной выше кислородной модели химизма Земли, следует принять, что воображаемая кислородная кора находится в молекулярном состоянии с ковалентной связью $C = O$,

при которой две пары валентных электронов *коллективизированы* у стыка одной пары атомов кислорода и, следовательно, в этом случае $Z=4$. Если все атомы кислорода представить в виде двухзарядных катионов, то для них должно быть взято $Z=10$ (отметим, что для таких породообразующих минералов как форстерит, кварц, энстатит, нефелин, альбит и анортит $Z=10$).

Квантово-статистический анализ химизма Земли сравнительно подробно был выполнен Аффеном и Кноповым, которые для оболочки Земли принимают в среднем $Z=12$, а для центра Земли $Z>26$, причем исходным веществом оболочки Земли указанные авторы считают оливин [11]. В нашем анализе вместе с оливином фигурирует также молекула воды (гидрооливиновое вещество), которая при сочетании с оливиновым остовом уменьшает значение Z. В этой связи следует указать для примера, что в пехштейне, представляющем вулканическую стекловатую породу гранитоидного состава, содержание воды (обычной и тяжелой) достигает $10-12\%$ от веса породы, а в серпентините, соответствующему атомному номеру вещества Земли, содержание ее достигает 17%.

Шимадзу [12] считает, что химический состав изверженных горных пород и метеоритов соответствует формуле $mM_2O\cdot nSiO_2$, где m и n — произвольные целые числа, а M — любой двухвалентный катион. При этом он также принимает, что средняя валентность катионов в изверженных породах равняется двум, почему в них полное число трехвалентных ионов Al^{3+}, Fe^{3+} в свою очередь принимается равным приблизительно полному числу одновалентных ионов Na^+, K^+, H^+. Указанная формула оказывается более представительной в виде $mM_2O\cdot nSiO_2\cdot pH_2O$, где p в отличие от m и n может равняться также нулю. В частности, серпентиниты и перлиты удовлетворяются этой формулой.

Согласно Аффену [16] температура плавления вещества в недрах Земли определяется формулой

$$\Theta=\Theta_a\frac{\Phi_n}{\Phi_a}, \qquad (15)$$

где Θ — температура плавления на некоторой известной глубине, $\Phi=V_p^2-\frac{4}{3}V_s^2$, V_p, V_s — скорости распространения продольных и поперечных упругих колебаний на глубинах, соответствующих Θ_n и Θ_a. Отношение Φ_n/Φ_a для пары уровней „*основание оболочки*“ — „*поверхность оболочки*“ равняется около 3. Если принять температуру плавления вещества внешнего слоя оболочки под границей раздела Мохоровичича равной температуре плавления оливина 2000° К, то температура плавления того же оливина у основания оболочки составит 6000° К, что на 2300° больше температуры низов оболочки, определяемой формулой (8). Ниже оболочки, внутри внешнего ядра, где $T>6500$° К, то же оливиновое вещество должно находиться в состоянии кипения.

Вязкость толщи Земли согласно зависимости $\eta = \tau\mu_a$ (τ — чандлеровский полупериод нутации, равный $1{,}85\times10^7$ *сек*, $\mu_a = 3G\rho_m M/5R$ — модуль сдвига, равный плотности потенциальной гравитационной энергии Земли $2{,}13\times10^{12}$ *дин/см*^{2}) составляет $3{,}94\times10^{19}$ *дин. сек/см*^{2}. Объемный коэффициент теплового расширения Земли $\alpha = A_0/E = A_0/2\mu_a(1-\nu) = 1{,}5\times10^{-5}$ *град*$^{-1}$ ($A_0 = 8{,}314\times10^7$ *эрг/град. моль*—газовая постоянная, $\nu = 1/4$ — коэффициент Пуассона).

В одной из работ автора [3] показано, что электропроводность Земли

$$\lambda = \frac{\pi\tau_p}{4\mu^2 R^2}, \tag{16}$$

где τ_p — полупериод процессии оси Земли, равный 4×10^{11} *сек*. Эта формула при магнитной проницаемости толщи Земли $\mu = 1$ дает для Земли в целом $\lambda = 8\times10^{-7}$ эл. маг. ед.

Среднее значение теплопроводности Земли, определяемое по закону Видемана-Франца для теории металлов Зоммерфельда, равняется

$$\chi = \frac{\pi^2}{3}\cdot\frac{k^2}{e_0^2}\cdot\lambda_m\cdot T_m, \tag{17}$$

а удельная теплоемкость при постоянном давлении

$$C_p = \frac{1}{3}\alpha g R. \tag{18}$$

Объемный коэффициент тепловой диффузии или температуропроводность Земли

$$a^2 = \frac{\chi_m}{\rho_m C_p} \tag{19}$$

согласно зависимостям (16), (17), (18) составит $4{,}66\times10^{-2}$ *см*^{2}*/сек* (см. 2).

Если принять, что земной шар первоначально находился в расплавленном состоянии, то в соответствии со вторым законом теплопроводности Фурье, должны прийти к выводу, что в процессе затвердевания фронт кристаллизации вещества продвинулся от дневной поверхности до подошвы оболочки толщиною $h = 2{,}9\times10^8$ *см*, за время

$$t = \frac{h^2}{4\pi a^2} = 4{,}56\times10^9 \text{ лет}. \tag{20}$$

В соответствии с формулой (2) выход контракционной энергии по всему объему Земли составляет при равновесном излучении

$$\Delta E = \frac{1}{2} K\omega_k^2 R^2 \beta^2, \tag{21}$$

а светимость

$$L = \Delta E\,\omega_k = \frac{1}{2} K\omega_k^3 R^2 \beta^2. \tag{22}$$

Согласно теории контракции Гельмгольца - Кельвина возраст Земли

$$t = \frac{3}{5-n}\cdot\frac{GM^2}{2LR}, \tag{23}$$

где n — индекс политропии планеты.

Подставляя значение L из (22) в (23) и принимая $K=2/5$ и $n=0$ (случай однородного шара), получим из (23) возраст Земли $t=4{,}58\times\times10^9$ лет.

Пользуясь формулой (23), легко показать, что если скорость уменьшения радиуса Земли $V_r=dR/dt$, то

$$V_r=\frac{R}{2t}=2{,}21\times10^{-9}\,см/сек.$$

Это значение V_r довольно точно совпадает с таковым, получаемым из формулы Хаббла для красного смещения $V_r=H_0 R$, где $H_0^{-1}=3\times10^{17}$ *сек*—постоянная Хаббла.

В серии замечательных опытов акад. А. П. Виноградов [8] методом зонной плавки получил из хондритовых метеоритов дунит и базальт, атомный номер которых без участия воды согласно Шимадзу оказывается равным 10.

Учитывая, что температура плавления базальта ниже таковой для дунита (оливина) и уменьшается с увеличением давления [17], можно допустить в согласии с формулой (15), что во внешней оболочке Земли стекловатая базальтовая фракция, насыщенная растворенной водой, перемежается с кристаллической гидрооливиновой фракцией. Подтверждением этого положения можно считать многократную перемежаемость перидотитово-дунитовых пород с габбровыми породами в гипербазитовых поясах, и частая встречаемость обломков или бомб гипербазитовых пород в базальтовых лавах или пирокластолитах. Под углом зрения этих представлений базальтовый или пъезогаббровый слой под дном океанов и в нижней половине континентальной коры (над границей раздела Мохоровичича) можно рассматривать совместно с указанным перемежающимся комплексом внешней оболочки. Поскольку вулканы питаются очагами, расположенными в волноводном слое в интервале глубин 30—120 *км*, можно положить, что первые прослои насыщенных водой стекловатых базальтов внутри гипербазитовой толщи внешней оболочки расположены в этом интервале глубин. Такой вывод представляется почти бесспорным, если учесть, что поверхность гипербазитовой оболочки в бассейне Тихого океана залегает на глубинах 8—17 *км*, а очаги вулканов, изливающих базальтовые лавы, располагаются здесь на глубинах более 30 *км* [9]. Весьма вероятно, что тепловой эффект лунно-солнечных приливов в значительной мере реализуется в волноводном слое, питающем вулканы.

Приведенные выше результаты (см. табл. 1) получены всецело из теории контракции, предполагающей формирование Земли из протопланетного облака, состоявшего по современным представлениям, из смеси газоз и твердых металлических и неметаллических частиц, инкрустированных кристаллами льда [5].

Если начальный радиус облака был R_0, а средняя температура T_0, то по закону Лена после сжатия облака должно иметь место ра-

венство $T_0R_0 = TR$, т. е. если первоначальный радиус облака был в 10 раз больше современного, то первоначальная температура облака должна была равняться 370 °К, поскольку современная средняя температура Земли равняется 370° К. При гравитационном сжатии энергия положения затрачивается на ускорение вращательного движения и разогрев облака, причем температура частиц в облаке повышается с того момента, когда частицы начинают оказывать сопротивление изменению объема. До наступления этого момента в облаке происходит

Оболочки Земли	Индексы зон по Буллену	Глубина границ в км	Плотность у границ по Буллену в г/см³	Температура по формуле (8) в °К		Атомный номер по формуле (14)		Вероятный химико-минералогический состав преобладающего вещества
Кора 33 км	A	15 33	2,65 2,87	923		[4(10)]		Преимущественно кристаллические сланцы и гранитоидные породы
Оболочка 2867 км	B	33 410	3,32	2220		[8(10)]	$2MgO \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$ или $3MgO \cdot 2\,SiO_2 \cdot 2H_2O$	Габбро или базальты Гипербазитовые массы с прослоями стекловатых базальтов, насыщенных водой
	C	720 1000	4,2	2770				
	D′	2720	5,52	3690	8			$2MgO \cdot SiO_2$ — форстерит
	D″	2900	5,57	3730		(10)		
Внешнее жидкое ядро 2200 км	E	2900 4980	9,74	6530		14		$2FeO \cdot SiO_2$ — жидкий фаялит в металлической фазе
	F		12,42	8300		18		Ферросилиций I ($FeSi_2$)
Внутреннее твердое ядро 1271 км	G	5100 6371	15,01 17,9	10000 11960		22 26		Ферросилиций II ($SiFe_2$) Fe — в среде вырожденного электронного газа

катастрофически быстрая гравитационная дифференциация макрочастиц с преимущественным скоплением тяжелых металлических частиц в ядре облака, а силикатных частиц—в оболочке. Газы и субмикроскопические твердые частицы, естественно, остаются в основном во внешней сфере облака.

Согласно теории пульсации переменных звезд [10] сжатие такого облака происходит последовательными рывками, продолжительностью $P = R/C_0 = \pi/\omega_k$ каждый (C_0 — по-прежнему скорость распространения звуковой волны в толще облака, а P — время, в течение которого эта волна распространяется от поверхности до центра облака). Период крутильных колебаний сферы, соответствующий периоду P, равняется $P_k = 1/\omega_k$. Подстановка соответствующих данных для современной Земли дает $P = 2{,}49 \times 10^3$ *сек* и $P_k = 7{,}69 \times 10^2$ *сек*. Последняя величина равняется приблизительно периоду свободных крутильных колебаний оболочки Земли ($7{,}32 \times 10^2$ *сек*), устанавливаемому по записям землетрясений [13]. Энергетический смысл процесса заключается в том, что за промежуток времени сжатия Земли P в ее недрах происходит разогрев и к концу этого времени накопленная энергия быстро высвобождается и излучается в космическое пространство. Процесс этот далее совершается перманентно с тем же периодом P. Проявлением такой энергии для Земли является энергия землетрясений и вулканов.

Для цефеид, являющихся типичными переменными звездами, время $2P$ равняется промежутку времени между двумя следующими друг за другом вспышками их яркости, характеризуемыми максимумами высвобождаемой энергии (см. 10).

Описанный механизм генерации и освобождения тепла сходен с тепловым механизмом зонной плавки, особенностью которой является направленно-периодическая подача тепла в расплавляемую массу. За время существования Земли таких периодов P было 6×10^{13}.

Не исключена возможность, что указанная частота пульсации за геологическое время могла обеспечить фракционное плавление и послойную дифференциацию вещества первозданных оболочек Земли по схеме зонной плавки метеоритов.

Гранитное вещество земной коры со свойственным ему комплексом рудообразующих элементов, а также габбровые и базальтовые прослои в разрезе оболочки, в соответствии с выводами А. П. Виноградова, должны были образоваться в результате зонной плавки вещества первичной оболочки в ранние периоды геологической истории, хотя в этом случае не исключается также возможность выноса „гранитоидного" вещества из глубоких недр конвекционными токами. Отсутствие или ничтожная мощность гранитного слоя в океанических областях и концентрация его в одном полушарии, как было отмечено в другой работе автора [1], по всей вероятности, должно объясняться конекционными течениями и действием лунно-солнечных приливов в условиях первично жидкой коры и значительной разницы между наклонами земного и лунного экваторов (18°).

Управление геологии и охраны недр
при СМ Армянской ССР

Поступила 16.III. 1963.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ԵՐԿՐԻ ԸՆԴԵՐՔԻ ՋԵՐՄԱՍՏԻՃԱՆԻ ԵՎ ՔԻՄԻԱԿԱՆ ԿԱԶՄԻ ՄԱՍԻՆ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Երկրի ջերմաստիճանի, խտության և ատոմական համարի միջև մի կողմից և նույն մեծությունների ցանկացած խորություններում ունեցած արժեքների միջև մյուս կողմից հաստատվում է

$$\frac{T_m}{T_n} = \frac{\rho_m}{\rho_n} = \frac{Z_m}{Z_n}$$

հարաբերությունը, ըստ որում ապացուցվում է, որ $T_m = 3690$ K, $Z_m = 8$, *իսկ* $\rho_m = 5{,}52$ գ/սմ^3, *հայտնի է գրավիմետրիական և գեոդեզիական չափումներից:*

ЛИТЕРАТУРА

1. *Асланян А. Т.* Исследования по теории тектонической деформации Земли. Изд. Армянской ССР, Ереван, 1955.
2. *Асланян А. Т.* Возраст охлаждающейся Земли. Изв. АН Армянской ССР (геологические и географические науки), т. XIV, № 4, 1961.
3. *Асланян А. Т.* Основы количественной теории магнитного поля Земли. Армгосиздат, Ереван, 1962.
4. *Асланян А. Т.* Температура в недрах Земли и некоторые вопросы металлизации геосинклиналей и глубинных разломов. Тезисы докладов на III Всесоюзном совещании по закономерностям формирования эндогенных месторождений. Изд. АН АзССР, Баку, 1962.
5. *Бок Б., Бок Н.* Млечный путь. Изд. иностр. лит., Москва, 1957.
6. *Буллен К.* Сейсмология и внутреннее строение Земли в целом. Сборник „Физика и химия Земли". Изд. иностр. лит., Москва, 1958.
7. *Верхуген Дж.* Температура в недрах Земли. Сборник „Физика и химия Земли". Изд. иностр. лит., Москва, 1959.
8. *Виноградов А. П.* Происхождение оболочек Земли. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1962.
9. *Грейтон Л.* Предположения о вулканическом тепле. Изд. иностр. лит., Москва, 1950.
10. *Росселанд С.* Теория пульсации переменных звезд. Изд. иностр, лит., Москва, 1952.
11. *Knopoff L., Uffen R. Y.* The densities of compounds at high pressures and the state of the Earth's Interior. Journ. Geophys. Rev., vol. 59, № 4, 1954.
12. *Shimadzu J.* A chemical phase transition hypothesis of the origin of the C—layer within the mantle of the Earth. Journ. Earth Sci., Nagoya Univ., 6, № 1, 1958.
13. *Shlanger Ari.* Free non-radial vibration of the Earth. Geophis pura e appl., 43, № 2, 1959.
14. *Shneiderov A. J.* On the internal temperature of the Earth. Bolletino di Geofisica teorica ed applicata, vol. III, № 10, Giugno, 1961.
15. *Slichter L. B.* Cooling of the Earth. Bull. Geol, Soc. Am., № 52, 1941.
16. *Uffen R. Y.* Method of astimating the melting point gradient in the Earth's mantle. Trans. Am. Geonhys. Union, 33, 893, 1952.
17. *Joder H. S.* Change of melting point of diopside with pressure. Journ. Geol., 60, 1952.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 3, 1963 Геологич. и географич. науки

Р. Т. ДЖРБАШЯН, Э. Г. МАЛХАСЯН, А. Х. МНАЦАКАНЯН

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР

В течение всей своей научной деятельности В. И. Вернадский, исключительно большое значение придавал проблеме геохимии микроэлементов в изверженных горных породах. Ещё в 1914 г. он писал, что «выдвигается на первое место изучение распределения химических элементов в различных частях земной коры, их нахождения в самостоятельных своеобразных земных химических областях» [1].

За последние годы вопросам распределения редких элементов в интрузивных образованиях посвящена достаточно обширная литература. Однако соответствующих работ, освещающих распределение микроэлементов в породах эффузивной формации, особенно в образованиях палеовулканических, почти нет.

Данная работа посвящена распределению микроэлементов в породах юрской, меловой и палеогеновой вулканических формаций Армянской ССР и сделаны первые геохимические заключения о поведении этих элементов.

При изложении данной работы нами использованы: по юрскому вулканизму—132, по меловому—111 и по палеогеновому вулканизму—230 полуколичественных спектральных анализов*.

При этом определялось содержание 40 элементов: Be, As, Te, Sc, P, Sb, Ta, Tl, Mn, Pb, Sn, Nb, W, Ga, Ge, In, Bi, Mo, V, Li, Cu, Cd, Ag, Na, Zn, Ti, Co, Ni, Zr, Mg, Si, Al, Fe, Cr, Ca, Sr, Ba, La, Ce и K.

Наиболее распространенные элементы горных пород — Si, Al, Ca, K, Na и Mg, а также Fe исключены из рассмотрения, так как они являются ведущими, встречаясь в значительных количествах во всех анализированных образцах.

Спектроскопическим методом не были установлены Tl, Sb, Ta, Sn, W, Ge, In, Bi, Cd, Te и Ce, следовательно, если они и содержатся в породах, то количество их ниже чувствительности данной методики. Поведение таких элементов как As и P не рассматривается нами, так как они установлены только в единичных образцах.

Таким образом, нами рассмотрено поведение только 20 элементов, а именно: Be, Sr, Ba, Mn, Ti, V, Cr, Co, Ni, Ga, Cu, Pb, Zn, Ag, Mo, Sc, Zr, Nb, La, Y, Yb и Li.

Чувствительность спектроскопического метода для этих элементов в процентах:

---

* Анализы выполнены в спектральных лабораториях ИГЕМ АН СССР, ВСЕГЕИ, ИГН АН АрмССР, КИМС-а, НИГМИ, УГ и ОН при СМ АрмССР.

Be — 0,0003	V — 0,0003	Cu — 0,0003	Sc — 0,005
Sr — 0,01	Cr — 0,01	Pb — 0,005	Zr — 0,005
Ba — 0,005	Co — 0,001	Zn — 0,03	Nb — 0,005
Mn — 0,0005	Ni — 0,001	Ag — 0,0003	La — 0,005
Ti — 0,005	Ga — 0,001	Mo — 0,0003	Y — 0,005

Все данные спектральных анализов сравнивались нами с кларками для основных, средних и кислых изверженных пород соответственно, выведенных А. П. Виноградовым [2].

Если содержание какого-либо элемента было выше на порядок против кларка, т. е. например, не сотые, а десятые доли процента, то мы считали, что содержание данного элемента выше кларка и, наоборот, если вместо сотых долей процента мы имеем тысячные—значит содержание элемента ниже кларка.

Для наглядного сравнения полученных результатов нами составлены диаграммы, где по оси абсцисс расположены группы пород в возрастной последовательности и отмечено количество выполненных анализов, а по оси ординат—элементы. Для каждого элемента высчитаны проценты содержаний выше кларка, кларковые и ниже кларка (к данному количеству анализированных проб, которые принимались за 100%) и отложены в соответственном масштабе. Содержание выше кларка, кларковые и ниже кларка обозначены определенными знаками.

Для прослеживания поведения микроэлементов в ходе общего развития вулканизма, они разбиты на группы, согласно классификации А. Н. Заварицкого [4].

В пределах Армянской ССР, наиболее интенсивно юрский вулканизм проявился в Сомхето-Карабахской геотектонической зоне. Поскольку основные этапы развития мезозойского и особенно юрского вулканизма выражены в ней наиболее полно мы, в основном, будем ссылаться на материалы, полученные при изучении Сомхето-Карабахской зоны [5]. На территории Армянской ССР в юрский период выделяются три этапа развития вулканической деятельности: нижнеюрский (?), среднеюрский, верхнеюрский. Наиболее интенсивно вулканическая деятельность протекала в течение среднеюрского и верхнеюрского времени. Вулканогенные образования, представленные в основном диабазами, разнообразными порфиритами, кератофирами, кварцевыми плагиопорфирами и альбитофирами, имеют широкое распространение в северной и северо-восточной (Алавердский, Иджеванский, Ноемберянский, Шамшадинский р-ны) и южной (Кафанский р-н) частях Армянской ССР.

По петрохимическим особенностям все указанные породы принадлежат к порфирито-кератофировой формации, химический их облик варьирует в довольно широких пределах — от типично основных к кислым. Породы эти характеризуются преобладанием щелочных алюмосиликатов над кальциевыми и резкими преобладанием натрия над калием. Обычно они пересыщены глиноземом и характеризуются повышенным содержанием железа, с преобладанием закисного железа над окисным, и MgO

при сравнительно малом количестве CaO. Содержание MgO колеблется в значительном интервале (от 0,1 до 10%), при этом намечается следующая закономерность — в начале вулканического цикла в лавах наблюдается повышенное содержание MgO, которое к концу цикла постепенно понижается, достигая минимума в альбитофирах.

Для пород юрской вулканогенной формации Армянской ССР намечается следующая специфичность микроэлементов. Почти для всех юрских эффузивных образований основного и средне-основного состава Армянской ССР характерна ассоциация Zn, Cu, Pb, Ni, Co, Cr, и Ga. Последний особенно интенсивно проявлен в эпидозитовых образованиях (включениях) толщи зеленокаменных пород. Именно в этих образованиях отмечено также небольшое присутствие Ge в пределах кларкового содержания.

С другой стороны, для кислых разновидностей юрской формации (J_2—J_3) отмечается значительное содержание Ti, Be, Zr, Sr и Yb.

Характеризуя главные разновидности вулканогенных образований нижнеюрского (?) периода Армении, можно заметить, что породы зеленокаменной толщи в основном характеризуются вышекларковыми содержаниями Zn, Ga, Y, V, Cu, Pb, Ag, Cr. В пределах кларкового содержания выступают Co, Ni, Ti, а также Cr, Ga, Zr. В нижекларковых содержаниях присутствуют Mn, Ba, а также Ti; Sn и Mo в породах полностью отсутствуют.

Кларковые и вышекларковые содержания V, Cr, Co, Ni, Ti в породах зеленокаменной толщи, указывают на их принадлежность к базальтовой магме.

Чрезвычайно большое развитие на территории Армянской ССР имеют средне- и частично верхнеюрские разнообразные по составу порфириты. Геохимически, эти порфириты, в основном характеризуются присутствием Pb, Cu, Co, Ga, Zn и Yb (больше кларкового содержания). В пределах кларкового содержания присутствуют Be, Co, Ti, V, Mn, Ga, Zr, Ba, Sr. Ниже кларкового содержания — Ti, Cr, V, Mn, Ba. Как видно, качественно приводимый состав микроэлементов для порфиритов мало отличается от содержания таковых, в породах более основного ряда.

Кислые разновидности продуктов юрской вулканогенной формации в основном представлены кварцевыми плагиопорфирами, кератофирами и альбитофирами. Геохимическая особенность их состоит в повышенных содержаниях Zr, Pb, Cr, Be, Cu, Ti, V, Yb, Mn, а Ti, Cr, Ba в породах присутствуют в нормах ниже кларкового содержания.

Как видно, в кислых разновидностях юрской вулканогенной толщи присутствуют V, Ti, Ni, Cr, т. е. элементы, характерные для основных и средних пород вулканогенной формации. Это обстоятельство с одной стороны указывает на генетическую связь кислых и основных пород и с другой стороны позволяет относить их к дифференциатам единого магматического очага. Следует указать, что в продуктах юрской вулканогенной формации ни в одной пробе не были обнаружены такие элементы как W, Hf, Nb, Ta, Cd, Sn, In, La, Ce, являющиеся характерными элементами для пород возникших из гранитной магмы.

При сопоставлении одноименных (разумеется и одновозрастных) вулканогенных образований различных районов Армянской ССР, как например, широко распространенных диабазов и диабазовых порфиритов нижнеюрской зеленокаменной толщи, среднеюрских кварцевых плагиопорфиров, верхнеюрских альбитофиров и кварцевых альбитофиров и др., замечается полная геохимическая тождественность указанных вулканогенных продуктов. Этот факт имеет большое теоретическое значение и с геохимической точки зрения решает вопрос об однообразной истории развития Сомхето-Карабахской геотектонической зоны, формировании тектонической структуры, вулканической деятельности и эволюции магмы в юрское время на этом отрезке Земной коры.

Анализируя приводимый материал по юрскому вулканизму, можно отметить, что ряд элементов эволюционируют в течение всего периода вулканической деятельности, начиная от основных разновидностей пород нижней юры, кончая—кислыми разновидностями верхней юры. К таким элементам относятся Ga, Cu, Pb, а также V, Zn и Ag. Yb в значительных содержаниях (выше кларка) присутствует во всех образованиях, кроме нижнеюрских (?). Поведение Sr, Ba, Mn, Ti, Cr, Y, присутствующих в вулканических образованиях юрского возраста (в пределах кларкового содержания) также почти равномерное.

Из полученных данных можно сделать ещё один важный вывод о группе элементов цветных металлов. Присутствие в породах юрской вулканической деятельности Cu, Zn, Pb в значительных содержаниях (выше кларка), указывает на геохимическую близость продуктов юрского вулканизма и главного колчеданного оруденения Армении. С другой стороны, почти во всех вулканических продуктах Сомхето-Карабахской зоны намечается отсутствие Mo.

Вулканизм мелового времени отчетливо связан с развитием различных геотектонических структур Армянской ССР — Сомхето-Карабахской и Армянской складчатой.

Вулканические проявления в пределах Армянской ССР имели место в нижнем и верхнем мелу, но наивысшая активность вулканизма приходится на верхнемеловое время.

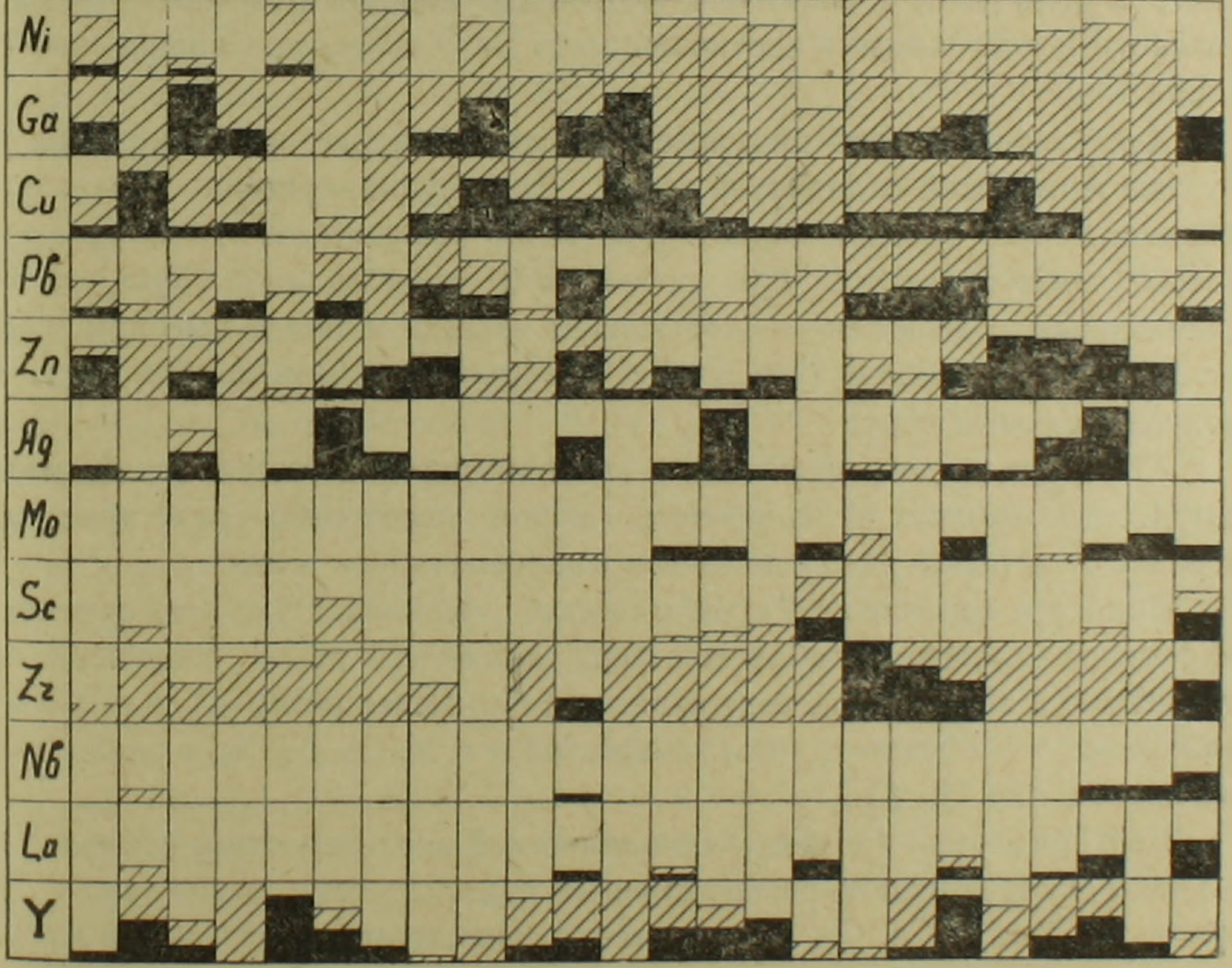
Нижнемеловые вулканические образования пространственно тяготеют к участкам развития верхнеюрских вулканогенно-осадочных пород и известны в обеих структурных зонах—в Сомхето-Карабахской, в бассейне рр. Тауш-Ахум (артаминская свита, выделенная В. П. Рентгартеном), и в Армянской складчатой — на Горисско-Кафанском участке (тапасарская и окузаратская свиты, выделенные В. Т. Акопяном).

В составе артаминской свиты преобладающую роль играют собственно вулканические обломочные образования и лавы основного и среднего составов (базальтовые и андезитовые порфириты).

Нижнемеловые вулканические образования Горисско-Кафанского участка изучены крайне недостаточно и не охарактеризованы химическими и спектральными анализами.

Интенсивные вулканические извержения в верхнем мелу приурочены

порода	основные							средние								кислые							
возраст	нижняя юра	нижний мел	верхний мел	нижн.?-сред. эоцен	средний эоцен	верхний эоцен	в. эоцен?-олигоцен	средняя юра	верхняя юра	нижний мел	верхний мел	нижн.?-ср. эоцен	средний эоцен	верхний эоцен	в. эоцен?-олигоцен	олигоцен	средняя юра	верхняя юра	верхний мел	нижн.?-ср. эоцен	средний эоцен	верхний эоцен	в. эоцен?-олигоцен	олигоцен
количество	13	6	36	11	19	11	11	35	27	9	18	10	34	16	16	16	42	15	27	17	27	18	6	23
Be																								
Sr																								
Ba																								
Mn																								
Ti																								
V																								
Cr																								
Co																								



Распределение микроэлементов в однотипных породах различных палеовулканических формаций.

к поперечным синклинальным прогибам в пределах Сомхето-Карабахской структуры (Иджеванский, Таузский) и складчатой зоны Армянской ССР (Присеванский, Айриджинский). (В. П. Ренгартен, 8).

В первой из указанных зон [6] максимальные проявления вулканизма приходятся на коньяк-сантонское время. Вулканогенная серия этого возраста объединяет обломочные вулканические породы и лавы базальтового, андезитового и липаритового составов, сменяющиеся во времени в указанной последовательности (от основных и средних в коньяке—нижнем сантоне до кислых в верхнем сантоне).

В Присеванском и Айриджинском прогибах Армянской зоны наиболее интенсивные вулканические процессы отмечаются в коньяке. Продукты вулканической деятельности представлены в основном лавовыми образованиями и отвечают по петрографическому составу диабазовым и базальтовым порфиритам, обнаруживающими сходство со спилитами.

Разновозрастные вулканогенные образования мелового времени различаются между собой по основным петрохимическим особенностям. Эффузивы артаминской свиты по значительно повышенному содержанию щелочных алюмосиликатов приближаются к крайней известково-щелочной (субщелочной) ассоциации вулканических пород (при $Na_2O > K_2O$). Верхнемеловые эффузивы той же Сомхето-Карабахской зоны обнаруживают противоположную направленность—к повышенной основности (высока роль глинозёма и извести). Кислые породы этой серии характеризуются непостоянными соотношениями Na_2O и K_2O при общем преобладании Na_2O.

Характерными особенностями химизма обладают верхнемеловые эффузивы Армянской складчатой зоны*. Для вулканических образований Айриджинского прогиба характерны: резко повышенное содержание щелочных алюмосиликатов при постоянном преобладании Na_2O над K_2O, пониженным содержанием анортитовой извести и более высоким, чем у базальтов, отношением $(Fe_2O_3 + FeO) : MgO$, что очень приближает их к ряду спилитовых пород.

Различия петрографических и петрохимических особенностей разновозрастных меловых вулканических пород достаточно отчётливо подчеркиваются также распределением микроэлементов в них.

Наиболее характерной геохимической особенностью нижнемеловых эффузивов Сомхето-Карабахской зоны являются резко повышенные по сравнению с кларковыми содержаниями Cu, менее резко—Y и сильно пониженные — элементы группы железа Mn, Cr, V, Co, Ni, Sc, а также таких элементов, как Pb, Ag.

Верхнемеловые продукты вулканической деятельности в пределах той же зоны обнаруживают резко отличные геохимические особенности. Элементы Sr, Ba, V, Co, Ga, Y повсеместно значительно превышают кларковые значения. Заметно повышено также содержание элементов металлогенной группы (Pb, Zn, Ag). Для коньяк-нижнесантонских основных и

* Эффузивы Присеванского прогиба охарактеризованы недостаточным количеством химических и спектральных анализов и в разбор не включаются.

средних эффузивов, кроме того, характерно повышенное относительно соответствующих типов пород содержание Cu, а для верхнесантонских кислых вулканических продуктов — Mn, Ti, Zr, B и Mo. Элементы редкометальной группы (Be, La, Nb) в основных разностях верхнемеловой серии встречаются спорадически, в то время как в средних и кислых разностях частота встречаемости их возрастает до содержаний, несколько превышающих кларковые.

Верхнемеловые эффузивы складчатой зоны Армянской ССР, как и одновозрастные породы Сомхето-Карабахской зоны, характеризуются значительно повышенным содержанием Pb, Zn, Ag, от части Li, Co, Ga, Y. Резко повышено содержание титана, в то время как ряд других элементов группы железа (Mn, V, Ni, Cr) содержится или в пределах кларка или заметно ниже. Аналогично распределение Cu и Mo.

Таким образом, для различных вулканогенных свит мелового возраста намечаются различные ассоциации характерных элементов, превышающих кларк в два и более раз. Ассоциации эти таковы: для нижнемеловых образований Сомхето-Карабахской зоны — Cu—Y; для верхнемеловых эффузивов той же зоны: Ba—Sr—Y—Co—Pb—Zn—Ag—V—Ga. Для верхнемеловых вулканических пород Армянской складчатой зоны отмечаются сходные особенности, только из характерной ассоциации выпадают Ba, Sr, V, но в них резче выражена полиметаллическая специфика (ассоциация Pb—Zn—Ag, к которой из элементов группы железа присоединяется также титан).

Сквозным элементом, проходящим через весь сложный вулканогенно-обломочный комплекс мелового возраста, является Y, а для разновозрастных свит Сомхето-Карабахской зоны—Cu. Для одновозрастных образований различных тектонических зон проходящими элементами являются Co, Zn, Pb, Ag и Ga.

В ходе дифференциации магмы во времени, выражающейся в эволюции от основных пород к средним и более кислым, наряду с возрастанием кислотности и щелочности наблюдается отчетливая дифференциация макроэлементов. В нижнем мелу к конечным продуктам извержений понижается роль V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Y, La. В верхнемеловых эффузивах Сомхето-Карабахской зоны от основных пород к кислым возрастает кларк концентрации таких элементов, как Sr, Ba, Mn, Ti, Co, Mo, Zr, Y, Nb, La, B и понижается кларк концентрации V, Cr, Ga, Cu, Pb, Zn, Ag и Li.

Палеогеновый период на территории Армении характеризуется бурной вулканической деятельностью, сопровождавшейся образованием вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ разнообразного состава.

По своему размаху палеогеновый вулканизм может сравниться только с юрским, причём в течение палеогенового периода наибольшей интенсивности процессы эти достигли в эоцене.

Вулканическая деятельность в палеогеновое время тяготела главным образом к Севано-Ширакской и Айоцдзор-Ордубадской геосинклинальным структурам. Вулканические фации распространены широко в преде-

лах Ширакского, Базумского, Памбакского, Арегунийского, Мургузского хребтов, а так же на юго-восточном побережье оз. Севан, Айоцдзоре и в ряде других областей.*

В тесной связи с тектонической историей развития в пределах вышеуказанных структур выделяется несколько вулканических циклов: нижне (?)—среднеэоценовый и среднеэоценовый циклы геосинклинального развития и верхнеэоценовый цикл полуплатформенного развития в пределах Севано-Ширакского синклинория [3], а также верхнеэоцен (?)—олигоценовый и олигоценовый циклы полуплатформенного развития в пределах Айоцдзора [7].

Для каждого из перечисленных циклов наблюдается эволюция химического состава пород от преимущественно основных через средние к кислым и субщелочным разностям. Причём, как и вообще для всех пород Армянской ССР для эффузивных пород данного возраста характерны промежуточные—переходные разности. Кислые разновидности в каждом из вулканических циклов пользуются относительного ограниченным развитием. Но если проследить их поведение в протяжении всего палеогенового времени то их роль от более ранних к более молодым частично увеличивается.

Для всех типов пород характерна повышенная основность (анортитовая составляющая). Содержание закисного и окисного железа преобладает над MgO, обратная картина наблюдается в породах олигоценового возраста. В последних можно указать ещё на увеличение Al_2O_3 от ранних фаз к поздним. Кроме того, кислые образования геосинклинального периода характеризуются Na составом, а однотипные образования полуплатформенного периода — существенно K составом пород.

Петрохимические и петрографические особенности эффузивных пород лишний раз подчеркивают поведение микроэлементов в отдельных свитах и в отдельных разновидностях.

Из самых общих особенностей в поведении микроэлементов можно отметить повышенные (по сравнению с кларком) содержания Ba, Sr, Y и частично Zn для всех эффузивов палеогенового возраста.

Кроме этого, для пород каждого вулканического цикла характерны своеобразные ассоциации микроэлементов. Так, для эффузивных пород нижне (?)-среднеэоценового возраста характерны повышенные (в сравнении с кларковыми) содержания элементов группы железа Mn, Ti, V, Co при относительно низких содержаниях Cr, Ni и Se, и повышенные содержания элементов металлогенной группы—Ga, Zn. Интересным является поведение Cu. Вышекларковые содержания его характерны для андезитов, дацитов и липаритов нижне (?)-среднеэоценового и среднеэоценового возраста, и пониженные до кларковых в породах верхнего эоцена и олигоцена.

---

* Основные сведения по вулканизму Айоцдзора, а также спектральные анализы пород олигоценового возраста заимствованы из работ А. С. Остроумовой. Спектральные анализы эффузивных пород Арегунийского и Мургузского хребтов приведены по работам О. П. Елисеевой.

Для пород среднего эоцена наряду с Cu, наблюдается также повышенное содержание Zn в средних и кислых разностях и отмечается тенденция постепенного увеличения содержания Ag. В то же время резко понижаются содержания элементов, характерных для пород нижне (?)-среднеэоценовсго возраста — Mn, V, Ti, Co, Ga.

В эффузивных породах верхнеэоценового возраста тенденция дальнейшего увеличения вышекларковых содержаний Ag доходит до максимума, ассоциируя с повышенными содержаниями Zn и частично Mo, La. Далее в породах верхнего эоцена (?)—олигоцена указанная специализация идет на спад.

По содержанию и ассоциации микроэлементов несколько особняком стоят пестрые по составу породы олигоценового возраста. Параллельно с максимально высокими (для всего палеогенового вулканизма) содержаниями Ba и Sr в этих породах контрастно увеличиваются содержания Be. Кроме того, повышаются (выше кларков) содержания Se, Ga и Mo. Меняются соотношения в группе редких элементов. Если в эффузивных породах эоценового возраста отмечается Y в содержаниях превышающих кларк, Zr в кларковых содержаниях, а La и Nb отсутствуют за исключением липаритов и дацитов верхов эоцена, то в основных, кислых и щелочных породах олигоцена содержания Y резко падают, а Nb, La и Zr. повышаются до количеств, превышающих кларк.

Таким образом для эффузивных пород каждого возраста можно выделить определенные характерные ассоциации микроэлементов в содержаниях, превышающих кларки:

1. Mn—Ti—V—Co—Ga—Cu—Zn — для нижне (?) - среднеэоценовых пород.
2. Cu—Zn—Ag—Ba—Sr—Y — для среднеэоценовых пород.
3. Zn—Ag—Mo—Ba—Sr—Y — для верхнеэоценовых пород.
4. Sc—Ga—Mo—Ba—Sr—Be—Zr—Nb—La — для олигоценовых пород.

В самых общих чертах можно сказать, что распространение микроэлементов в эффузивных породах лишний раз отмечает особенности эволюции палеогенового вулканизма.

Вулканические породы геосинклинального режима развития СЗ части Севано-Ширакского синклинория (нижний (?) —средний эоцен — средний эоцен) характеризуются своеобразной ассоциацией микроэлементов. Резко повышенные содержания элементов группы железа, а также Cu, Ga и частично Zn в ранних периодах сменяются резким спадом их и повышением содержаний Zn, Ag и Y в конце среднего эоцена.

В конце среднего эоцена и в верхнеэоценовое время, когда область вступила в полуплатформенный этап развития, в эффузивных породах вместе с постепенно увеличивающимся содержанием малых петрогенных Sr и Ba, резко возрастает содержание Zn, Ag, Mo, а из редких Y.

Те же закономерности как в характере вулканизма, так и в поведении микроэлементов сохраняются в верхнеэоцен (?)—олигоценовое время (Даралагез). И уже довольно чёткие изменения наблюдаются в эффузи-

вах олигоцена. Резко увеличиваются содержания малых петрогенных элементов — Be, Sr, Ba, к ним присоединяют Sc, Ga, Mo. Заметный скачок наблюдается в содержаниях группы редких элементов—Zr, Nb, La, Y. Однако, если содержание первых трех резко возрастает, то содержание Y резко падает.

Отмеченные повышенные содержания ассоциаций микроэлементов для пород эоценового возраста могут указывать на то, что весь вулканический комплекс от основных до кислых разностей является продуктом дифференциации базальтовой магмы. Однако, по ассоциации повышенных содержаний микроэлементов в эффузивных породах олигоценового возраста можно предположить существование обособленного магматического очага. возможно кислого состава.

Сравнительная характеристика распределения микроэлементов в палеовулканических формациях Армянской ССР

Основные особенности поведения микроэлементов в различных вулканических формациях разбираются в выше приводимой диаграмме (стр. 19).

1. *Группа малых петрогенных элементов.* Ba и Sr постоянно встречаются в повышенных количествах во всех палеовулканических формациях. При этом, с увеличением кислотности и щелочности в однотипных эффузивах от древних к более молодым намечается возрастание содержания указанных элементов. Li и Be в кларковых значениях отмечаются во всех формациях. Содержание Be резко возрастает во всех разновидностях пород олигоцена, а Li в повышенных количествах характерен для меловых эффузивов.

2. Группа железа. Элементы этой группы содержатся в нормальной концентрации во всех палеовулканических образованиях. В то же время отдельные элементы в различных возрастных группах встречаются в заметно повышенных против кларка содержаниях (Mn, V, Co, Ti в мелу, последний также в эоцене). Кларковые и нижекларковые содержания Cr и Ni характерны для всех эффузивов. Подобное поведение элементов этой группы находится в закономерной связи с возрастанием отношения Fe/Mg в ходе развития вулканической деятельности в меловое и эоценовое время.

3. Группа металлогенных элементов. Pb, Zn, Ag и особенно, Cu очень характерны для всех палеовулканических формаций и постоянно заметно превышают кларковые значения. Вместе с тем, отмечается сравнительно резкое обогащение медью пород среднего состава, в то время, как Pb, Zn, Ag—в кислых. Содержания последних элементов возрастают в однотипных породах от более древних к молодым, а меди—убывают.

Mo в относительно больших содержаниях появляется в средних и кислых разностях пород верхнего эоцена-олигоцена; для остальных вулканических образований он не характерен.

Ga резко превышает нормальные содержания в меловых и нижне-среднеэоценовых эффузивах и вновь заметно возрастает в олигоцене.

Подобное распределение его связывается с повышенной глинозёмностью указанных пород.

4. Группа редких элементов. Из этой группы наиболее характерен для палеовулканических формаций Y, содержание которого с увеличением кислотности и щелочности однотипных пород от древних к молодым несколько увеличивается. Zr характерен для кислых разностей юрской и меловой формации, а также и олигоцена. Nb и La в повышенных количествах встречаются во всех разностях олигоценовых эффузивных пород.

В заключение отметим, что в процессе кристаллизации эффузивных пород геохимическое поведение отдельных микроэлементов в конечном итоге зависит от физико-химических условий кристаллизации и кристаллохимической близости их к какому-либо главному петрогенному элементу. Это, в частности, приводит в главной массе к рассеянию элементов группы железа и малых петрогенных в породообразующих минералах, а для редких и металлогенных—к накоплению в конечных продуктах кристаллизации в виде акцессориев.

Формы нахождения микроэлементов в эффузивах изучены недостаточно. Имеющиеся данные указывают на рассеянное состояние во вкрапленниках породообразующих и ранних акцессорных минералов, реже в виде самостоятельных минералов: ильменита, титаномагнетита, рутила, анатаза, сфена, хромита, циркона, апатита, ортита, барита и самородных цинка, свинца, меди.

Выводы

Имеющиеся данные показывают, что изучение микроэлементов помогает в решении ряда петрологических вопросов.

1. Во всех палеовулканических формациях устанавливается приемственность ассоциаций микроэлементов, характерных для родоначальной базальтовой магмы, кислыми конечными продуктами, что должно указывать на существование единой базальт-липаритовой серии пород, характерной для геосинклинальных областей. Резко отличная ассоциация микроэлементов в трахи-базальтовой серии олигоцена указывает на существование специфичной субщелочной магмы, возникновение которой связывается с переходом области к полуплатформенному режиму развития.

2. Каждый возрастной вулканический комплекс характеризуется специфической ассоциацией характерных микроэлементов, указывающей на геохимическую и петрохимическую индивидуализированность магмы. Однако ряд элементов являются проходящими для всех геосинклинальных палеовулканических формаций Армянской ССР (см. табл. 1).

3. В ходе эволюции вулканизма в однотипных породах отдельных формаций от древних к молодым в связи с воззастанием кислотности, щелочности и железистости намечается дифференциация микроэлементов.

4. Для всех палеовулканических формаций наблюдаются повышенные содержания ряда металлогенных элементов Cu, Pb, Zn (в мелу ещё

Таблица 1

Распределение ассоциаций микроэлементов в палеовулканических формациях Армянской ССР

Формации \ Микроэлементы		Характерные (выше кларка)	Второстепенные (кларковые)	Рассеянные (ниже кларка)
Юра	Нижняя-средняя	Co, **Cu**, **Pb**, **Zn**, Ga	Ti, V, Ni, Cr, Ag, Sr, Zr, Y, Yb	Mn, Mo, Ba, Be
	Верхняя	Cu, Pb, Ga, Yb	Mn, Zn, Zr, Y	Ti, V, Ni, Co, Cr, Ag, Mo
Мел	Нижний	Cu, Li, Y	Ti, Ga, Sr, Be, Zr,	V, Ni, Co, Cr, Sc, Pb, Zn, Mo, Ba, La, Nb, B
	Верхний	**Mn**, V, Co, Cu, Pb, Zn, Ag, Ga, Ba, Sr, Li, Y	Ti, Be, Zr, B	Ni, Cr, Sc, Mo, Nb, La
Палеоген	Эоцен	Mn, Y, Co, **Cu**, **Zn**, Ag, Ga, Ba, Sr,	Mn, Ti, V, Ni, Co, Ga, **Pb**, Ba, Be, Zr, Y	Ni, Cr, Sc, Ag Mo, Nb, La
	Олигоцен	Sc, Mo, Ba, Sr, Be, Nb, Zr, La	Ti, V, Co, Cr, Cu, Pb, Zn, Ga, Y	Mn, Ni, Ag

Элементы указанные жирным шрифтом образуют промышленные концентрации

и Mn), что указывает на металлогеническую специализацию магмы в отношении указанных элементов. Это может пролить свет на возможные генетические связи пространственно тяготеющих к ним возможных месторождений указанных металлов.

5. Геохимические особенности разновозрастных палеовулканических формаций Армянской ССР достаточно четки и могут служить коррелятивами при изучении и сравнении трудно датируемых вулканических толщ и пространственно связанных с ними субвулканических, пластовых и дайковых образований.

6. В связи с возросшим интересом к кислым вулканическим продуктам с точки зрения нахождения в них промышленных концентраций таких редких элементов как Be, Nb, U, возникает необходимость геохимического изучения кислых вулканических продуктов, широко распространенных в АрмССР.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23.IV. 1963.

Ռ. Տ. ՋՐԲԱՇՅԱՆ, Է. Գ. ՄԱԼԽԱՍՅԱՆ, Ա. Խ. ՄՆԱՑԱԿԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ-Ի ՊԱԼԵՈՀՐԱԲԽԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐՈՒՄ ՄԻԿՐՈԷԼԵՄԵՆՏՆԵՐԻ ՏԵՂԱԲԱՇԽՄԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Երկրի կեղևում միկրոէլեմենտների տեղաբաշխման գործնական և թեորետիկական մեծ նշանակության մասին դեռևս 1914 թ. նշել էր ռուս մեծ գիտնական Վ. Ի. Վերնադսկին։

Վերջին տարիներս խորհրդային ապարներում միկրոէլեմենտների տեղաբաշխման հարցին նվիրված է մեծ թվով գրականություն, սակայն արտավիժած գոյացումների, հատկապես հին դարաշրջաններում գործած հրաբուխների նյութերի համար տվյալները շատ սակավ են, կամ բոլորովին բացակայում են։

Սույն հոդվածում, հեղինակները մոտ 500 սպեկտրալ անալիզների արդյունքների հիման վրա տալիս են միկրոէլեմենտների տեղաբաշխումը յուրայի, կավճի և պալեոգենի հրաբխային գործունեության նյութերում և անում են առաջին գեոքիմիական հետևությունները նրանց վարքի մասին։

Հետազոտությունների արդյունքները հեղինակներին բերել են հետևյալ եզրակացությունների՝

1. Միկրոէլեմենտների ժառանգությունը Հայաստանի պալեոհրաբխային գործունեության ֆորմացիաների բոլոր գոյացումներում, թույլ է տալիս ենթադրելու, որ սկզբնական գոյություն ունեցող մագման համապատասխանել է բազալտային կազմին, իսկ թթու ապարների գոյությունը բացատրվում է ընդհանուր մագմատիկ օջախի դիֆերենցիացիայի երևույթներով։ Օլիգոցենի տրախի-բազալտային կազմի ապարների միկրոէլեմենտների խիստ տարբեր ասոցիացիան ավելի հին ապարների նկատմամբ, թույլ է տալիս ենթադրելու յուրահատուկ սուբալկալային մագմայի գոյության մասին, որը պայմանավորված է մարզի զարգացման կիսապլատֆորմային ռեժիմի անցնելով։

2. Յուրաքանչյուր հասակի հրաբխածին կոմպլեքսները բնորոշվում են իրենց յուրահատուկ միկրոէլեմենտների ասոցիացիայով, ընդգծելով մագմայի գեոքիմիական և պետրոքիմիական առանձնահատկությունները։ Սակայն, որոշ էլեմենտներ հանդիսանում են փոխանցիկ՝ Հայաստանի ողջ պալեոհրաբխային գոյացումների համար։

*3. Հայաստանի պալեոհրաբխային ֆորմացիաներում նկատվում է մի շարք մետաղոգեն էլեմենտների մշտական բարձր ներկայություն (*Cu, Pb, Zn, *իսկ կավճի հասակի ապարներում նաև* Mn*), որը ցույց է տալիս մագմայի մետաղոգեն առանձնահատկությունները։ Արժանի է ուշադրության նաև այն, որ այդ գոյացումներում, հատկապես Սոմխեթա-Ղարաբաղի գեոտեկտոնական գոտում տարածված ապարներում լրիվ բացակայում է* MO*։ Այս հանգամանքը ունի ինչպես գործնական, այնպես էլ մեծ թեորետիկական նշանակություն, քանի որ, թույլ է տալիս մտածելու հանքավայրերի և հրաբխականության գենետիկ կապի մասին։*

4. Տարբեր հասակի հրաբխածին գոյացումների գեոքիմիական հատկությունները այնքան բնորոշ են, որ հնարավոր է դրանց օգտագործել համր և

ֆաուստ պարունակող հրաբխածին հաստվածքների համեմատության միջոցով առաջինների հասակը վերականգնելու համար:

5. Նկատի ունենալ այն հրաբխածին գոյացումների դերը հազվագյուտ էլեմենտների առաջացման գործում (Be, Nb, U), առաջարկվում է մանրամասն գեոքիմիական հետազոտություն կատարել Հայաստանում մեծ տարածում ունեցող այդ հրաբխածին գոյացումների շրջաններում:

ЛИТЕРАТУРА

1. **Вернадский В. И.** Материалы для спектроскопии Земной коры. Изб. соч., т. 1, Изд АН СССР, 1951.
2. **Виноградов А. П.** Распределение химических элементов в Земной коре. Геохимия, № 1, 1956.
3. **Джрбашян Р. Т.** О палеогеновом вулканизме в районе Базумского хребта. Тезисы докл. IV Закавказской конфер. мол. геологов, Ереван, 1962.
4. **Заварицкий А. Н.** Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
5. **Малхасян Э. Г.** Основные черты юрского вулканизма Армении. Сб. «Вопросы вулканизма», Изд. АН СССР, 1962.
6. **Мнацаканян А. Х.** Некоторые черты верхнемелового вулканизма Северной Армении. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 3, 1961.
7. **Остроумова А. С.** Третичный вулканизм Западного Даралагеза (Армения). Автореферат диссертации; Ленинград, 1962.
8. **Рентгартен В. П.** Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. 6. Изд. АН СССР, Москва, 1959.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 3, 1963 Геологич. и географич. науки

О. П. ГУЮМДЖЯН

ОБРАЗОВАНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ НА КОНТАКТЕ ИНТРУЗИИ СУРБКАР (ПИР-КАЯ) БАРГУШАТСКОГО ХРЕБТА

На Баргушатском хребте процессы щелочного метасоматоза имеют широкое распространение. Комплекс нормальных и щелочных метасоматитов образован за счёт алюмосиликатных пород разного состава. Исходные породы соответствуют породам от основного до кислого состава (габбро-диориты, лорфириты, гранодиориты, граниты).

В настоящей статье обсуждается вопрос, касающийся только метасоматических щелочных пород, появление которых имеет определенную связь со штоком аплитовидных гранитов Сурбкара.

Щелочные сиениты обнаружены и описаны впервые Т. Ш. Татевосяном. Их образование он объясняет процессами ассимиляции известняков [3].

Интрузия Сурбкар (обнаженная площадь 230 × 250 м) залегает среди вулканогенно-осадочной толщи палеозоя. Возраст аплитовидных гранитов верхнеэоценовый. Шток образует интрузивные, резкие контакты с вмещающими породами, проникая многочисленными апофизами в известняки и порфириты. В экзоконтакте с порфиритами образовались породы нормального ряда (габбро-гранодиориты). Шток непосредственно с известняками контактирует на северо-востоке и на юге. Общая длина контакта гранит-известняк незначительная (1/10 часть контактной линии штока с вмещающими породами). Повышение щелочности в этих эндоконтактах не устанавливается. Щелочному метасоматозу подвержены только те апофизы гранитов, которые залегают среди известняков и изолированы от штока полосой нормальных метасоматитов, образовавшихся за счёт порфиритов. Поэтому образование щелочных метасоматитов в магматическую стадию исключается.

Наблюдается следующая зональность среди гранитов, замещенных щелочными породами: 0. Олигоклаз+микроклин+кварц+роговая обманка+магнетит; 1. Микроклин+альбит+кварц+диопсид+эгирин+ +сфен; 2. Микроклин+меланит+(эгирин).

В сторону штока расположена меланитовая зона, дальше от нее последовательно идут зоны с диопсидом и роговой обманкой.

Переходы между зонами нерезкие.

Акцессорные минералы распределены в трёх зонах следующим образом: магнетит, апатит, сфен, циркон в нулевой зоне, сфен, анатаз, магнетит в первой и апатит, циркон, магнетит во второй зоне.

С переходом от нулевой к первой зоне понижается количество кварца, плагиоклаза, резко понижается количество магнетита, исчезает роговая

сбманка, появляется диопсид. Диопсид и эгирин находятся в реакционных взаимоотношениях. Во второй зоне исчезают диопсид, кварц, альбит, очень резко понижается количество эгирина, появляется меланит.

При изучении щелочных метасоматитов интрузии Сурбкара был применен метод физико-химического анализа Д. С. Коржинского. Образование метасоматитов Сурбкара относится к послемагматическому метасоматозу ранней щелочной стадии (по классификации метасоматических процессов Д. С. Коржинского). В начале этой стадии образовались сиениты и щелочные сиениты, нормальный ряд габбро-гранодиоритов, после которых образовались инфильтрационные скарны (везувиановые), в контакте гранит-известняк и биметасоматические скарны (гранатовые), в контакте порфирит-известняк.

До конца этой стадии вероятно продолжался процесс «собирательной кристаллизации» особенно среди метасоматитов нормального ряда. Это явление очень характерно и имеет широкое развитие.

Приводится диаграмма $\mu K_2O\mu - Na_2O$ для щелочных метасоматитов. Расчет моновариантных реакций производился алгебраически по методу Д. С. Коржинского только для двух зон (1 и 2).

Для щелочных метасоматитов характерны следующие минералы — микроклин, кварц, альбит, эгирин, диопсид, меланит.

Изучение минералогического и химического составов метасоматических колонок показывает, что вполне подвижны H_2O, CO_2, K_2O, Na_2O, O_2, в разной степени подвижны FeO, MgO, инертны CaO, Al_2O_3, SiO_2, P_2O_5, TiO_2.

Ассоциация из шести минералов характеризуется семью окислами — K_2O, Na_2O, MgO, Fe_2O_3, CaO, Al_2O_3, SiO_2. Если допустить, что Fe^{+++} и Al^{+++} совершенно изоморфны в решетке граната (гранат щелочных сиенитов содержит молекулы меланита, андрадита и гроссуляра), то эта ассоциация может характеризоваться шестью окислами.

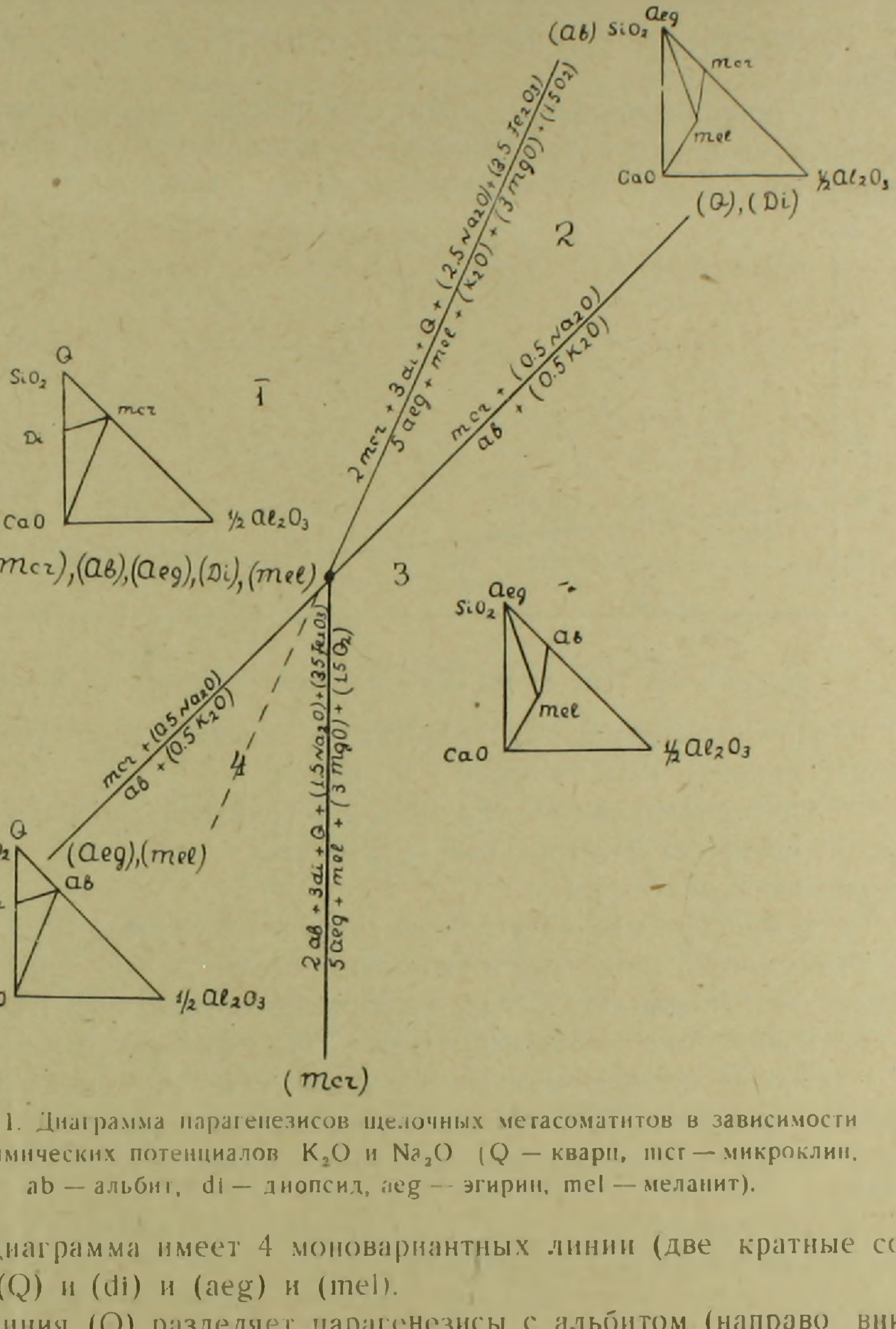
Ассоциация из четырех инертных и двух вполне подвижных компонентов при произвольных и постоянных P, T нонвариантна. Моновариантное равновесие возможно в системе из пяти минералов, а в дивариантном равновесии устойчива ассоциация из трех минералов. В дивариантном равновесии инертны три компонента.

$$\varphi_{n=0}^{k=4} = 4 + 2 = 6 \qquad \varphi_{n=1}^{k=4} = 4 + 2 - 1 = 5 \qquad \varphi_{n=2}^{k=3} = 3 + 2 - 2 = 3$$

Для расчета моновариантных реакций составлена следующая матрица:

	$1/2Al_2O_3$	SiO_2	CaO	K_2O	Na_2O	Fe_2O_3	MgO
SiO_2	0	1	0	0	0	0	0
$KAlSi_3O_8$	1	3	0	0,5	0	0	0
$NaAlSi_3O_8$	1	3	0	0	0,5	0	0
$NaFeSi_2O_6$	0	2	0	0	0,5	0,5	0
$CaMgSi_2O_6$	0	2	1	0	0	0	1
$Ca_3(Al, Fe, Ti)_2[(Si, Ti)O_4]_3$	2	3	3	0	0	1	0

Полученная диаграмма $\mu K_2O - \mu Na_2O$ согласуется с природными парагенетическими ассоциациями и позволяет выявить некоторые закономерности (фиг. 1).



Фиг. 1. Диаграмма парагенезисов щелочных метасоматитов в зависимости от химических потенциалов K_2O и Na_2O (Q — кварц, mcr — микроклин, ab — альбит, di — диопсид, aeg — эгирин, mel — меланит).

1. Диаграмма имеет 4 моновариантных линии (две кратные совмещены (Q) и (di) и (aeg) и (mel).

1. Линия (Q) разделяет парагенезисы с альбитом (направо вниз) от парагенезисов с микроклином (налево вверх).

3. Линия (mcr) разделяет парагенезисы кварцевых (налево) от бескварцевых (направо).

4. Моновариантные линии разделяют диаграмму на четыре дивариантных поля со следующими парагенезисами.

1. mcr—di—Q
2. mcr—mel—aeg

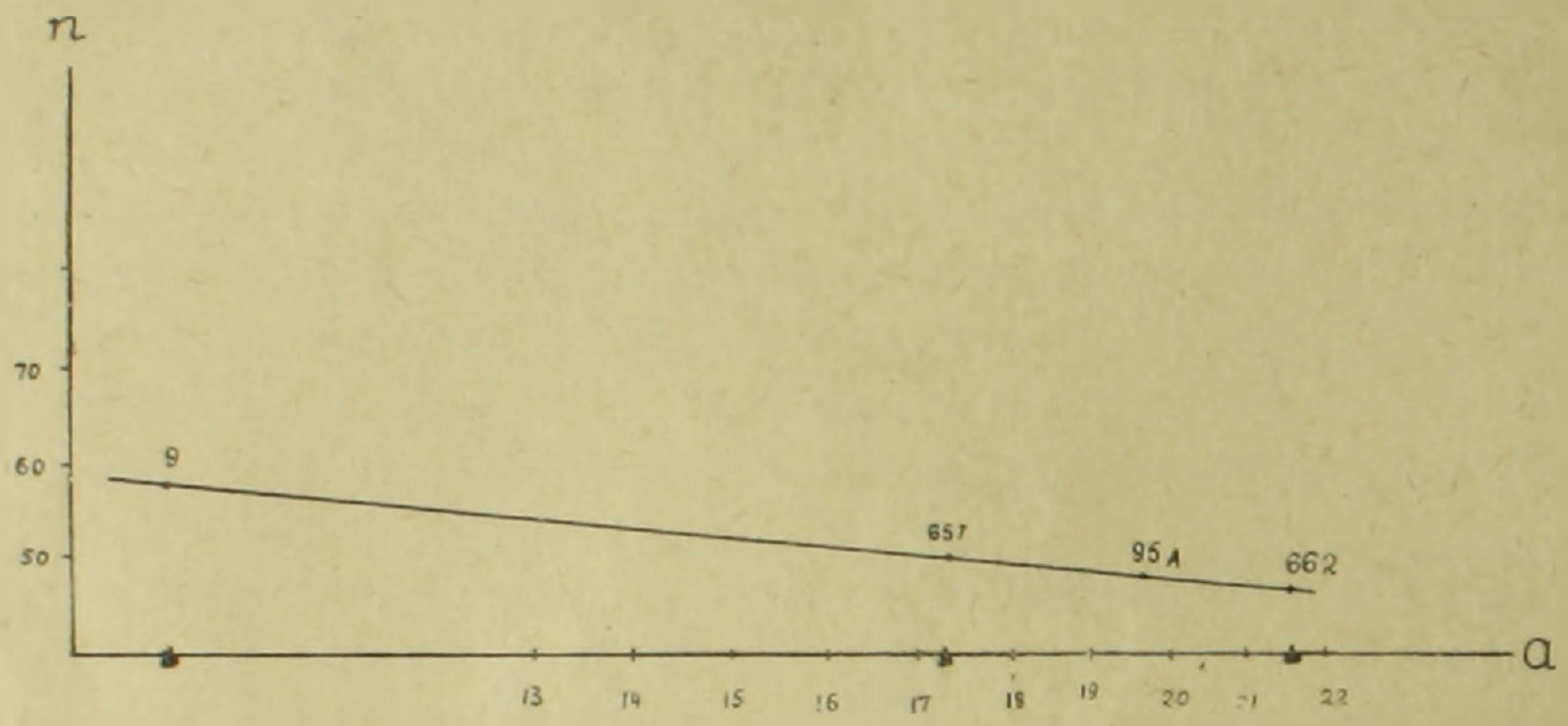
3. ab—mel--aeg

4. ab--di—Q.

Во всех парагенезисах может присутствовать кальцит в виде избыточного инертного компонента (метасоматоз при постоянном объеме).

Из четырех полей в районе интрузии Сурбкар устанавливаются только два - 1 и 2.

5. С повышением μK_2O альбит замещается микроклином. С повышением щелочности потенциал калия повышается по сравнению с натрием (фиг. 2, a и n коэффициенты А. Н. Заварицкого).



Фиг. 2. Изменение соотношения калия и натрия с увеличением щелочности.

6. При повышении μK_2O и μNa_2O в дивариантных равновесиях кварц становится неустойчивым с эгирином.

7. При повышении μK_2O и μNa_2O ассоциация диопсида с микроклином становится неустойчивой. Становится устойчивой ассоциация микроклина с меланитом.

8. Появление меланита возможно при повышении μK_2O.

Зависимость между щелочностью и кислотностью трех зон линейная. Это показывает, что их образование обусловлено единым процессом (фиг. 3; a и Q коэффициенты А. Н. Заварицкого).

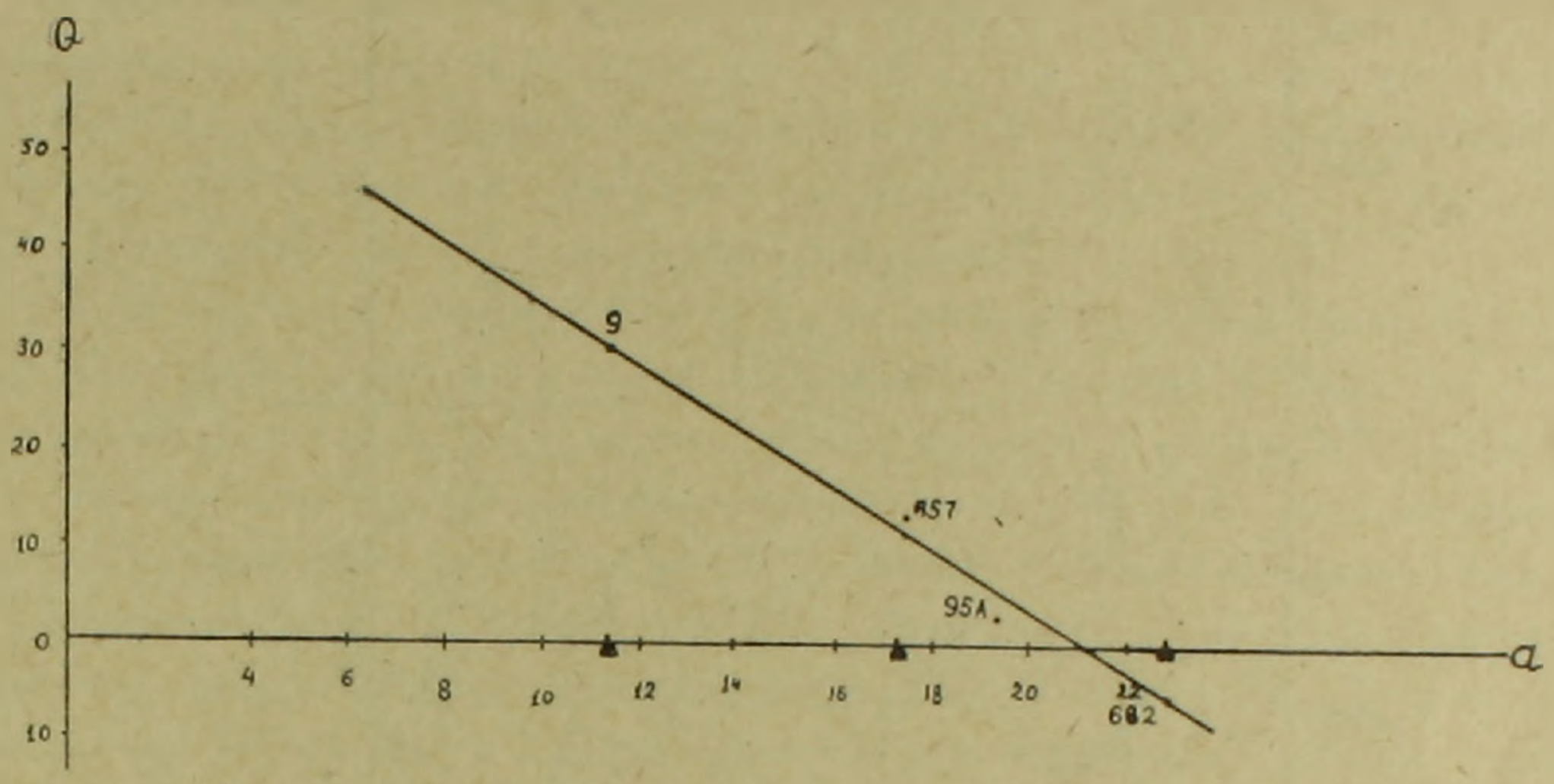
Изучение минералогического состава тяжелых фракций искусственных шлихов 0, 1, 2 зон позволило получить ряд данных о поведении некоторых акцессорных минералов в зависимости от щелочности.

Ниже приводятся данные о содержании акцессорных минералов в трех зонах (содержание в *г/т*):

	0	1	2
Апатит	451,5	—	4231,5
Анатаз	—	500,5	—
Сфен	87,5	5005,0	—
Циркон	87,5	—	392,7
Магнегит	4091,5	599,9	603,05
Меланит	—	—	46438,0

Валовые содержания TiO_2, P_2O_5, Z_2O в трех зонах приблизительно равны.

Количество магнетита резко сокращается при повышении щелочности в растворах (фиг. 4). Разрушение решетки магнетита вероятно связано с повышением окислительного потенциала и окислением закисного железа. Окисное железо расходуется в минералах с высоким потенциалом сильных оснований, в нашем случае в решетке эгирина. Повышение активности Fe^{+++} образует благоприятные условия для увеличения содержания молекулы андрадита в гранате, а при присутствии TiO_2 образуется меланит.



Фиг. 3. Соотношение кислотности и щелочности.

Поведение апатита (отсутствие в первой и высокое содержание во второй) пока загадочно. Может быть, поведение апатита обусловлено процессами последующей кислотной стадии сквозьмагматических растворов, когда повышается в них активность кислотных компонентов F, Cl.

Вероятно, поведение циркона аналогичное, но здесь пока не все ясно.

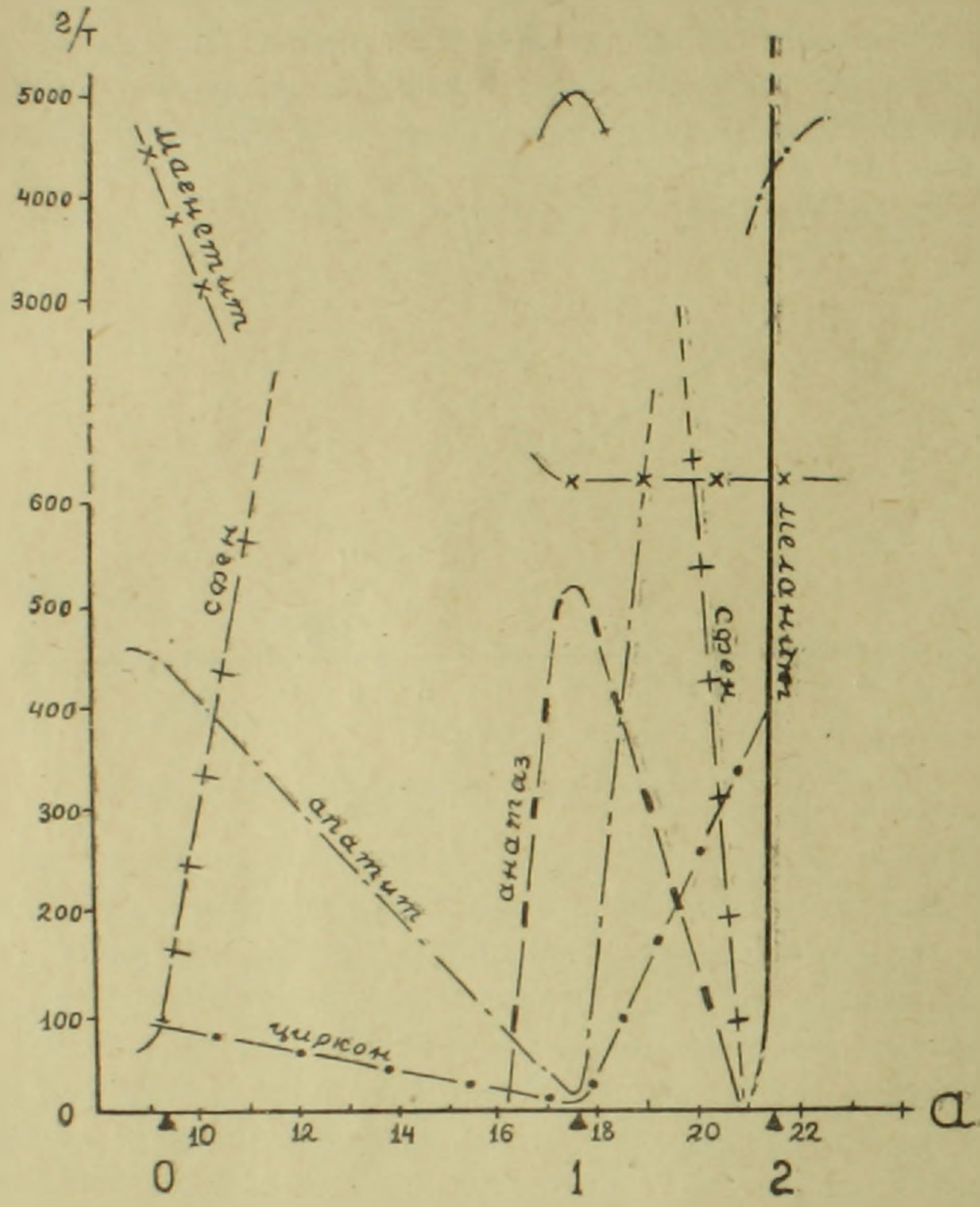
Выделение Ti_2O из алюмосиликатов, вероятно, зависит от уровня щелочности физико-химической системы, от количественного и качественного соотношения элементов, участвующих в реакциях при метасоматозе. Для выделения Ti_2O в виде свободной окиси благоприятными оказывались условия соответствующей микроклин—диопсид—кварцевой фации. Часть окиси титана входит в решетку сфена, а остальная часть обособляется в виде анатаза.

С повышением μK_2O становятся устойчивыми минералы с высоким потенциалом сильных оснований и щелочей (гранат и микроклин). Решетка сфена разрушается, Ca и Ti расходуется для образования меланита. Титансодержащие минералы в полях устойчивости гранатов неустойчивы.

Геологические условия нахождения щелочных и нормальных пород (экзоконтактовых) бесспорно свидетельствуют об их метасоматическом происхождении в послемагматическую стадию с участием послемагматических растворов. Гипотеза Р. Дэли [3] для объяснения их происхождения не оправдывается.

Парагенезисы минералов, поведение петрогенных и редких элементов при метасоматозе зависят от химических потенциалов подвижных компонентов и от других параметров физико-химической системы.

Изучение метасоматических пород Сурбкара (как и метасоматитов других массивов Баргушатского хребта), с применением физико-химического анализа парагенезисов минералов, дает возможность объяснить вы-



Фиг. 4. Зависимость содержания акцессорных минералов от щелочности.

деление минералов (магнетит, ильменит, анатаз, рутил, хромит, циркон, апатит и т. д.) при разложении силикатов. Выделение фации таких минералов имеет важное практическое значение.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23.IV. 1963.

Հ. Պ. ԳՈՒՅՈՒՄՋՅԱՆ

ԲԱՐԳՈՒՇԱՏԻ ԼԵՌՆԱՇՂԹԱՅԻ ՍՈՒՐԲ ՔԱՐ ԻՆՏՐՈՒԶԻԱՅԻ ԿՈՆՏԱԿՏՈՒՄ ԱԼԿԱԼԱՅԻՆ ՄԵՏԱՍՈՄԱՏԻՏՆԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում քննարկվում է ալկալային մետասոմատիկ ապարների ծագման հարցը, որոնց առաջացումն առնչվում է ապլիտանման գրանիտների շտոկի

հետ։ Ալկալային մետասոմատիտների ուսումնասիրման համար կիրառում է Դ. Ս. Կորժինսկու ֆիզիկոքիմիական անալիզի մեթոդը. Սուրբ-Քար ինտրուզիայի էկզո- և էնդոկոնտակտներում մետասոմատիտների առաջացումը կապված է նոմագմատիկ մետասոմատոզի վաղ ալկալիական ստադիայի հետ (ըստ Դ. Ս. Կորժինսկու մետասոմատիկ պրոցեսների դասակարգման)։

Կառուցված μK_2O -- Na_2O դիագրամը համապատասխանում է ալկալային մետասոմատիտների զոնաներում դիտվող պարագենատիկ ասոցիացիաներին և թույլ է տալիս անելու մի քանի եզրակացություններ.

1. Ակերիտը տեղակայվում է միկրոկլինով μK_2O բարձրացման դեպքում։

2. μK_2O և μNa_2O բարձրացումով անկայուն է դառնում դիոպսիդ-միկրոկլին-կվարց ասոցիացիան։ Չքանում են կվարցը և դիոպսիդը. կայուն է դառնում միկրոկլին-մելանիտ-էգիրին ասոցիացիան։

3. μK_2O և μNa_2O բարձրացման դեպքում. դիվարիանտ հավասարակշռությունում անկայուն է դառնում կվարցի ներկայությունը էգիրինի հետ։

4. Մելանիտի առաջացումը բացատրվում է կալիումի քիմիական պոտենցիալի բարձրացմամբ՝ սիստեմի ալկալիականության ընդհանուր բարձրացման դեպքում։ Հոդվածի վերջում փորձ է արվում հետևելու մադնետիտի, ապատիտի, ցիրկոնի, անատազի և սֆենի վարքին՝ միջավայրի ալկալիականության բարձրացման դեպքում։ Այդպիսի միներալների (ինչպես և քրոմիտի, իլմենիտի, ռուտիլի, որոնք հանդիպում են Բարգուշատի այլ զանգվածների հետ կապված մետասոմատիտներում) ֆացիաների առաջացումն ունի կարևոր գործնական նշանակություն։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Коржинский Д. С.** Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». 2-е изд. Т., Изд. АН СССР, 1953.
2. **Коржинский Д. С.** Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов Изд. АН СССР, 1957.
3. **Татевосян Т. Ш.** Условия образования щелочных сиенитов Баргушатского хребта (Армянская ССР). Изв. АН Армянской ССР (геол. и географич. науки), XIII, 5, 1960.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 3, 1963 Геологич. и географич. науки

А. И. КАРАПЕТЯН

К ГЕОХИМИИ ГЕРМАНИЯ В ГРАНИТОИДАХ АНКАВАНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА

Германий принадлежит к числу тех элементов Менделеевской таблицы, геохимические особенности которых до настоящего времени остаются еще слабоизученными. Достаточно сказать, что специальные исследования, посвященные выяснению геохимической истории германия в процессе формирования какого-либо интрузивного массива, до последнего времени не проводились; опубликованные работы Гарриса П. Г. (1954), Ониши Х. (1956), Саведа А. и Эль Вардани (1957), Бортона И. Д. (1958) и др., хотя и существенно расширяют наши знания о содержании германия в различных изверженных горных породах и минералах, но, к сожалению, не дают основания судить в целом о поведении германия в процессе формирования интрузивного массива, поскольку данные, приводимые в отмеченных работах, относятся, в основном, к генетически несвязанным сериям пород. По этой же причине, трудно полностью согласиться с В. М. Гольдшмидтом и К. К. Петерсом, которые на основании полуколичественного анализа соответствующих смесей гранитоидов и габброидов заключили, что «германий заметно накапливается в силикатах остаточной магмы и в магматических остаточных растворах» [3].

Действительно, как показали исследования В. Л. Таусона, проведенные на генетически связанных сериях пород Сусамирского батолита [5], сколько-нибудь существенного увеличения содержания германия в кислых дифференциатах (т. е. более поздних образованиях) не происходит.

Учитывая такое разногласие в отношении столь важного вопроса геохимии германия, мы сочли целесообразным опубликовать имеющийся у нас фактический материал, освещающий некоторые черты геохимии германия в процессе формирования Анкаванского гранитоидного интрузива, расположенного в центральной части Армянской ССР, в пределах Памбакского рудного района.

Основные черты геологического строения Анкаванского интрузивного массива

Анкаванский интрузивный массив входит в комплекс интрузивов гранитоидного и монцонитового состава, образующего в пределах Памбакского рудного района Маманскую группу интрузивов, состоящую из трех крупных интрузивных массивов (Анкаванский, Такярлинский, Ахавнадзорский), протягивающихся полосой близширотного простирания около 30 км. Ширина отдельных интрузивов колеблется в пределах от 1—

2 км до 3—4 км. Все они расположены косо по отношению к оси Анкаван-Арзаканской антиклинали, выступая как в ядре, так и в СВ крыле ее. В ядре антиклинали залегают породы докембрийского и нижнепалеозойского возрастов, представленные метаморфическими сланцами разнообразного состава, нередко переслаивающимся мраморизированными известняками. Антиклиналь оконтуривается осадками верхнего мела, трансгрессивно и несогласно залегающими на докембрийских образованиях. На размытой поверхности Анкаванского интрузива лежат вулканогенные породы мио-плиоцена. Непосредственного контакта интрузива с меловыми и более молодыми (эоценовыми) образованиями не наблюдается ввиду эродированности последних на данном участке, что не позволяет с какой-либо уверенностью говорить о времени формирования Анкаванского интрузива, поэтому среди исследователей пока еще нет единого мнения о возрасте интрузива; одни считают его верхнеэоценовым [2, 4 и др.], другие — дотуронским [1 и др.].

Среди Анкаванского массива наибольшим распространением пользуются кварцевые диориты, среди которых в западной части интрузива обнажаются штокообразные, часто неправильные и дайкообразные (но с не выдержанными элементами залегания и мощностью) выходы гранит-порфиров. Жильная серия представлена аплитами, пегматитами, граносиенит-порфирами, гранодиорит-порфирами и лампрофирами, порядок внедрения которых соответствует последовательности их перечисления.

Германий в гранитоидах Анкаванского интрузива

С целью выяснения характера распределения германия по различным, составляющим интрузивный массив, породам брались многочисленные образцы из различных участков интрузивного массива, которые после предварительного петрографического изучения подверглись химическому анализу на германий*. Приведенные ниже (табл. 1) результаты этих анализов относятся только к тем образцам, микроскопическое изучение которых не показало сколько-нибудь значительных изменений в результате наложения на них постмагматических процессов.

Как видно из табл. 1, содержание германия в более поздних образованиях Анкаванского интрузивного массива (гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры и др.) по сравнению с кварцевыми диоритами и гранит-порфирами не только не увеличивается, а, наоборот, наблюдается некоторое обеднение, что, по-видимому, следует объяснить эманационной дифференциацией, протекающей в магматическом расплаве, начиная с момента его становления, в результате которого происходит газовый перенос германия и других редких элементов в виде различных легколетучих соединений. Последние, отделяясь от магматического расплава, концен-

---

* Анализы выполнены в хим. лабораториях ИГН АрмССР и НИГМИ (Аналитики С. А. Дехтрикян, И. Г. Арутюнян, В. В. Арутюнян, Н. Г. Джагацпанян, В. В. Кандакова).

Таблица 1

Содержание германия в гранитоидах Анкаванского интрузивного массива

№ образца	Порода	Место взятия	Содержание в γ/г
1234	Кварцевый диорит	Верховья левого притока р. Мармарик	1,5*
1238	„ „	Верховья р. Намазолян	1,8
1215	„ „	Водораздельная часть р. Дамир-магара и Намазолян	1,2
1229	„ „	Правый берег р. Мармарик	2,0
1218	„ „	Уч-ок Назыр-юрт	1,9
1248	„ „	Верховья правого составляющего притока Намазолян	1,4
1219	„ „	Верховья р. Дамир-магара	2,6
1241	„ „	То же	1,2
1222	„ „	То же	2,2
1235	„ „	К СВ от места взятия пробы 1222	1,2
1240	„ „	То же	1,8
		Среднее по кв. диоритам	1,7
1236	Гранит-порфирит	Уч-ок Дамир-магара	1,3
1223	„ „	Ущелье Мермике	2,0
1230	„ „	Дальний Дамир-магара	1,6
		Среднее по гранит-порфирам	1,6
	Жильные граносиенит-порфиры и гранодиорит-порфиры		
1231	Граносиенит-порфир	Уч-к Дальний Дамир-магара	1,2
1214	„ „	Ущелье Мермике	1,6
1213	Грансдиорит-порфир	Уч-к Главный	1,2
1241/2	„ „	Уч-к шт. 32	1,7
1216	„ „	То же	1,3
		Среднее по дайкам	1,4
	Жилы аплитов и пегматитов		
1212	Аплит	Уч-к Главный	2,2
1245	„	Верховья р. Намазолян	2,0
305/4	Пегматит	То же	3,4
370а	„	То же	2,8
		Среднее по аплитам и пегматитам	2,6

* В гидротермально измененных породах содержание германия значительно выше.

трируются в различных горизонтах остывающего интрузивного массива, тем самым создавая локальные участки (очаги) обогащенных различными легколетучими соединениями магматических расплавов, которые при наступлении благоприятных условий привели к образованию различных пегматитов, значительно обогащенных германием (до 3,4 $\gamma/г$).

Таким образом, как нам кажется, поведение германия до начала кристаллизации магматического расплава во многом зависит от состава магмы и, в первую очередь, от количества определенных летучих компонентов в ней. В процессе кристаллизации магмы, наряду с термодинамическими особенностями, важное значение приобретают кристаллохимические свойства ионов германия, роль которых довольно отчетливо проявляется при изучении характера распределения германия по отдельным породообразующим минералам для каждой серии пород. Последнее, кроме того, дает возможность выяснить общие тенденции поведения германия при кристаллизации магмы и, в особенности, о стремлении германия накапливаться в остаточном магматическом расплаве, от которого и во многом зависит общее количество германия, переходящего в гидротермальный этап минерализации.

При изучении характера распределения германия по отдельным минералам мы ставили перед собой цель—вместе с определением содержания германия в отдельных породообразующих минералах, выяснить какая часть германия всей породы связана с данным минералом? Поэтому при петрографическом изучении образцов особое внимание было уделено количественной характеристике их минерального состава, что дала возможность составить номинеральный баланс германия (табл. 2), позволяющий определить основные минералы — носители и минералы — концентраторы германия.

Результаты химических анализов на германий номинеральных проб из различных типов пород показывают, что германий в состав различных силикатов входит не с одинаковой легкостью; он наиболее высокие концентрации образует в биотите и роговой обманке, в которых содержание германия (до 2,7 $\gamma/г$ и 3,2 $\gamma/г$ соответственно) в 3—4 раза выше, чем в кварце и полевых шпатах. Последние, несмотря на свою бедность германием (в них содержание германия не превышает 1,2 $\gamma/г$), являются одним из минералов — носителей германия, с ними связано около половины всего германия, между тем, с роговой обманкой связано не более одной четверти германия породы. Промежуточное место занимает биотит, в котором содержание германия (до 2,7 $\gamma/г$) обычно несколько ниже, а иногда равно или несколько выше, чем в роговой обманке и значительно выше, чем в полевых шпатах и кварце.

Из приведенной таблицы нетрудно заметить, что содержание германия в одноименных темноцветных минералах (биотит и др.) из различных серий пород, тем выше, чем ниже их общее количество в данной породе. Так, в гранит-порфирах, где сумма темноцветных минераолв не превышает 7—8% всей породы, биотит характеризуется более высоким содержанием германия (2.7 $\gamma/г$), чем биотит из граносиенит-порфиров (2,5 $\gamma/г$), в

Таблица 2

Содержание германия в минералах гранитоидов Анкаванского интрузивного массива

Минерал	Содержание минералов в породе в %	Содержание Ge в минерале γ/г	Кол-во Ge на минерал при пересчете на 1 г породы	% Ge породы, приходящейся на минерал	Общее содержание Ge в породе γ/г
Кварцевый диорит					
Кварц	15	1,2	0,180	12,00	—
Плагиоклаз	55	1,1	0,770	51,33	—
Кал. пол. шпат	15				
Биотит	7	1,7	0,119	8,00	—
Роговая обманка	5	2,8	0,240	9,03	—
Магнетит	1	7,0	0,070	4,66	—
Сумма:	98	—	1,279	87,02	1,5
Гранит-порфир					
Кварц	25	0,8	0,200	15,38	—
Плагиоклаз	62	1,2	0,682	52,61	—
Биотит	4	2,7	0,108	8,30	—
Роговая обманка	3	3,2	0,096	7,38	—
Магнетит	0,5	11,1	0,055	4,27	—
Сумма:	97,5	—	1,141	87,94	1,3
Граносиенит-порфир					
Кварц	8	0,7	0,056	4,66	—
Плагиоклаз	67	0,9	0,603	50,25	—
Биотит	8	2,5	0,200	16,66	—
Роговая обманка	10	2,2	0,220	18,03	—
Магнетит	1,2	8,75	0,105	8,75	—
Сумма:	94,8	—	1,184	98,35	1,2
Гранодиорит-порфир					
Кварц	18	1,0	0,180	15,00	—
Плагиоклаз	70	0,7	0,490	48,33	—
Биотит	6	2,5	0,150	19,50	—
Роговая обманка	4	2,5	0,100	8,33	—
Магнетит	1,5	5,35	0,080	6,66	—
Сумма:	98,5	—	1,100	90,72	1,2

* Биотит из гидротермально измененных, биотитизированных пород содержит значительно больше германия.

которых сумма темноцветных минералов более в два раза выше, чем в гранит-порфирах. Такая закономерность, но менее отчетливо, наблюдается и у роговых обманок, которые, однако, по сравнению с биотитом значительно беднее германием.

Факт преимущественного накопления германия в биотитах и роговых обманках по сравнению с другими породообразующими минералами Анкаванского гранитоидного массива, по-видимому, обусловлен как структурными особенностями строения их кристаллических решеток*, так и постепенным повышением концентрации германия в остаточной магме в ходе кристаллизации магматического расплава. Последнее предположение обосновывается еще и тем, что различные генерации одного и того же минерала (например, К пол. шпат) из одной и той же породы (гранит-порфир или гранодиорит-порфир) по содержанию германия несколько отличаются друг от друга; обычно германия в полевых шпатах из основной массы несколько больше (0,8—1,2 $\gamma/г$) чем в фенокристаллах (до 0,8 $\gamma/г$).

Из акцессорных минералов химическому анализу на германий подвергался только магнетит, в котором содержание германия оказалось значительно ниже (не более 10—12,0 $\gamma/г$), чем в таковых из гранат-магнетитовых скарнов (15—20 $\gamma/г$).

Выводы

1. В продуктах дифференциации Анкаванского гранитоидного интрузива германий распределяется довольно равномерно. Колебания средних содержаний для различных пород не превышают 0,5 $\gamma/г$. Фоновое содержание для всего интрузивного массива составляет 0,00012%, кларк — 0,00015%.

2. В процессе эволюции магматического очага происходит некоторое обеднение остаточной магмы германием, что, возможно, является результатом эманационной дифференциации, протекавшей в магматическом расплаве, начиная с момента становления интрузива.

3. Степень концентрации германия в различных породообразующих и акцессорных минералах разная. Более богата германием роговая обманка, затем идут биотит, полевые шпаты и кварц. В целом основными минералами-концентраторами германия в изученных породах являются биотит и роговая обманка, минералами-носителями же — полевые шпаты, содержащие в себе больше половины всего германия породы.

4. На геохимической истории германия в магматическом процессе довольно отчетливо отражаются термодинамические и кристаллохимические особенности ионов германия: первые способствуют удалению некоторой части его еще до начала кристаллизации магмы, другие позволяют интенсивно рассеиваться в кристаллических решетках различных силикатов, тем самым ограничивая общее количество германия, переходящего в состав постмагматических гидротермальных растворов.

5. В процессе кристаллизации магмы, оставшийся в ее составе германий вначале несколько отгоняется в остаточный расплав, в результате

---

* Обогащенность биотита и роговой обманки германием, по-видимому, частично обусловлена наличием в них микроскопических включений магнетита, который по сравнению с породообразующими минералами содержит значительно больше германия.

которого позднее образовавшиеся минералы и даже поздние генерации одного и того же минерала (К пол. шпат) характеризуются несколько повышенным содержанием германия.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23.IV. 1963.

Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ԳԵՐՄԱՆԻՈՒՄԸ ՀԱՆՔԱՎԱՆԻ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎ ՋԱՆԳՎԱԾԻ ԳՐԱՆԻՏՈՒՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածը նվիրված է գերմանիումի դեոքիմիայի հետաքրքիր և համեմատաբար թույլ ուսումնասիրված հարցերից մեկին՝ ինտրուզիվ զանգվածի ձևավորման պրոցեսում նրա վարքագծին։

Հանքավանի գրանիտոիդային ինտրուզիայի զանազան ապարների քիմիական անալիզները թույլ են տալիս ենթադրելու, որ մագմատիկ հալոցքի դիֆերենցիացիան ուղեկցվում է գերմանիումի կոնցենտրացիայի որոշ աճումով, որը, հեղինակի կարծիքով, հանդիսանում է էմանացիոն դիֆերենցիացիայի արդյունք, երբ մինչև մագմայի բյուրեղացումը տեղի է ունենում գերմանիումի և մի շարք այլ էլեմենտների տեղափոխություն գազային միացությունների ձևով։ Վերջիններս կուտակվելով ստորդ մագմայի տարբեր մասերում ստեղծում են ցնդող կոմպոնենտներով հարուստ ոչ մեծ օջախներ, որոնք հետագայում հանգեցնում են գերմանիումով և ուրիշ հազվագյուտ էլեմենտներով ոգալիորեն հարստացված պեգմատիտային երակների առաջացմանը։

Ապար կազմող տարբեր միներալների քիմիական անալիզները ցույց են տալիս, որ գերմանիումը դերազանցապես կուտակվում է մուգ գույնի միներալներում։

Հետաքրքրական է և շատ կարևոր այն հանգամանքը, որ մագմատիկ հալոցքից համեմատաբար ուշ բյուրեղացող միներալները բնութագրվում են գերմանիումի համեմատաբար բարձր պարունակությամբ։ Այդ նույն օրինաչափությունը, ավելի թույլ արտահայտված, նկատվում է միևնույն խմբի միներալների (օրինակ դաշտային շպատների) տարբեր գեներացիաների քիմիական անալիզներում։

Այսպիսով, կախված մագմատիկ հալոցքի սառեցման աստիճանից, գերմանիումի վարքագծում նկատվում է երկու տենդենց։ Առաջինը, որ տանում է դեպի մագմատիկ հալոցքի աղքատացում գերմանիումը, առավել որոշակիությամբ դրսևորվում է ինտրուզիվ զանգվածի ձևավորման ավելի վաղ էտապում, երբ տեղի է ունենում ցնդող կոմպոնենտների տեղափոխություն դեպի մագմայի վերին հորիզոնները և շրջափակող ապարները։ Ինտրուզիայի ձևավորման ավելի ուշ էտապում, ապարների բյուրեղացման պրոցեսում, կատարվում է գերմանիումի աստիճանական անցում դեպի մնացորդային հալոցքը և սկիզբ առնում գերմանիումով համեմատաբար հարստացված հիդրոթերմալ լուծույթների։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Асланян А. Т.** Региональная геология Армении, Ереван, 1958.
2. **Багдасарян Г. П.** Новые данные о возрасте некоторых интрузивных массивов Армении. ДАН АрмССР, 1959, № 2, т. 28.
3. **Гольдшмидт В. М.** К геохимии германия. Сб. «Геохимия редких элементов», ГОНТИ., 1938.
4. **Котляр В. Н.** Памбак, Изд. АН Армянской ССР, 1959.
5. **Таусон В. Л.** Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., 1961.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 3, 1963 Геологич. и географич. науки

Б. М. МЕЛИКСЕТЯН

К ГЕОХИМИИ ИТТРИЯ И РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ В ГРАНИТОИДАХ МЕГРИНСКОГО ПЛУТОНА

До последнего времени поведение и распределение редкоземельных элементов и иттрия в магматическом процессе было изучено недостаточно и основные представления о геохимии этих элементов базировались на классических работах В. И. Вернадского и В. М. Гольдшмита, вышедших в свет более 30 лет назад.

В. И. Вернадский в своей статье «Об элементах редких земель в массивных горных породах» отмечает частично рассеянное их состояние в апатитах, сфенах и цирконах, а также присутствие собственных минералов — ортита и монацита. Однако, по его мнению, «распределение редких земель в минералах неясно, так как все анализы относятся к пегматитовым разностям, а между ними и породообразующими ничто не указывает на тождественность их составов».

За последние годы работами Н. В. Туранской, Э. Е. Вайнштейна, А. И. Тугаринова [1, 2, 3], Е. И. Семенова [7, 8] и других были установлены основные закономерности распределения иттрия и редких земель в изверженных породах.

Поскольку имеющиеся данные немногочисленны и относятся к сравнительно древним интрузивным комплексам, часто слабодифференцированным и нерудоносным, то определенный интерес могут представить данные о распределении иттрия и редких земель в гранитоидах сложного Мегринского плутона палеогенового возраста, с которым связано медно-молибденовое оруденение.

Полихронный Мегринский плутон состоит из производных трех интрузивных комплексов (монцонитового, граносиенитового и гранитового) со своими субфазами, дополнительными интрузиями и жильно-магматическими породами двух этапов [4, 5, 6]. Характерными петрографическими особенностями гранитоидов плутона являются повышенные содержания, по сравнению со средними типами, щелочных алюмосиликатов, а также CaO, FeO, Fe_2O_3, отчасти TiO. Отношение K_2O:Na_2O заметно варьирует (0,7—1,2), но в целом K_2O преобладает над Na_2O, особенно в поздних комплексах.

Характерной особенностью ассоциаций акцессориев гранитоидов Мегринского плутона является широкое распространение редкоземельных минералов: ортита и монацита. Изучение большого количества искусственных шлихов в породах разновременных фаз позволило выявить определенные закономерности в распределении редкоземельных минералов—основных носителей редких земель (ортита и монацита). В породах монцо-

нитового комплекса редкие земли концентрируются частью в ортите, частью в монаците, причем между ними наблюдается определенный антагонизм. В гранитоидах поздних комплексов редкие земли сконцентрированы главным образом в ортите и сфене.

Ортиты проявляют тенденцию концентрироваться в гранитоидных фациях с признаками гибридизма, характеризующихся избытком CaO и высокими содержаниями MgO и FeO [4, 5]. В породах же с нормальным соотношением окислов, высоким содержанием щелочей и глинозема и недосыщенных CaO обычно появляется монацит.

Характерной особенностью элементов группы редких земель является их склонность накапливаться в остаточном расплаве. Это обусловлено большими размерами атомов (ионов) этих элементов, ограничивающими изоморфное вхождение в решетки минералов главной кристаллизации. Как показали исследования Э. Е. Вайнштейна, А. И. Тугаринова, геохимической особенностью поведения редких земель в расплаве является некоторая общность их с судьбой главной массы — щелочей. Эта общность истории TR и щелочей выражается в способности редких земель не только удерживаться в расплаве в виде растворенных щелочных комплексных соединений, но накапливаться в остаточных, богатых летучими флюидах. Этим, в частности, объясняется выделение главной массы редких земель и иттрия из магматического расплава в виде ортита, монацита, ксенотима (а также других носителей TR — сфена, апатита и циркона), в конечной стадии кристаллизации расплава в тесной ассоциации с биотитом.

Распределение акцессорных иттрия и редких земель в породах Мегринского плутона

Как показало изучение искусственных шлихов, в породах Мегринского плутона широким распространением пользуются такие минералы, содержащие редкие земли и иттрий, как циркон, циртолит, сфен, апатит, монацит, ортит и ксенотим. Количественные соотношения их приведены в табл. 1.

Таблица 1

Распределение акцессорных минералов, содержащих иттрий и редкие земли в породах плутона (в вес. %)*

Породы / Минералы	I фаза	II фаза		III фаза
	монцониты	щелочные сиениты	граносиениты	граниты
Циркон	0,041	0,21	0,052	0,068
Циртолит	0,001	—	0,001	0,0015
Монацит	0,01	0,05	0,001	0,001
Ортит	0,016	0,009	0,001	0,009
Сфен	0,38	0,45	0,34	0,20
Апатит	0,45	0,64	0,30	0,25
Ксенотим	0,0003	—	0,0005	0,0013
Флюорит	—	0,15	—	0,002

* По данным количественно-минералогических подсчетов.

Редкоземельные элементы цериевой подгруппы, кроме рассеяния в кристаллических решетках других минералов (сфен, апатит, циркон), образуют самостоятельные минералы: ортит и монацит, в то время как иттрий и элементы иттриевой подгруппы распределяются в редкоземельно-цериевых, циркониевых и кальциевых (апатит, сфен), и титанониобиевых минералах. Часть из них концентрируется в циртолите и ксенотиме.

Содержание иттрия, по данным рентгеноспектральных анализов, закономерно возрастает от ранней фазы ($3 \cdot 10^{-3}$ %) к поздней ($4-5 \cdot 10^{-3}$ %), и лишь в эндоконтактовых гибридизированных фациях понижается до $2 \cdot 10^{-3}$ %. Щелочные сиениты и пегматиты обогащены иттрием в большей степени ($6{,}8 \cdot 10^{-3}$ %). Среди даек второго этапа гранодиорит-порфиры несколько обогащены иттрием ($1 \cdot 10^{-3}$ %), лампрофиры, диорит-порфиры и др. обеднены ($1{,}2 \cdot 10^{-3}$ %). Наиболее обогащены иттрием аплиты и пегматиты поздних гранитоидных комплексов — $2 \cdot 10^{-2}$ %.

По сравнению с кларком в кислых породах ($2 \cdot 10^{-3}$ % по А. П. Виноградову) лишь в гранитоидах позднего комплекса и в щелочных породах он повышен в 1,5—2 раза (табл. 2). В ходе развития интрузивной дея-

Таблица 2

Средние содержания акцессорных Y и TR_2O_3 в главных типах пород*

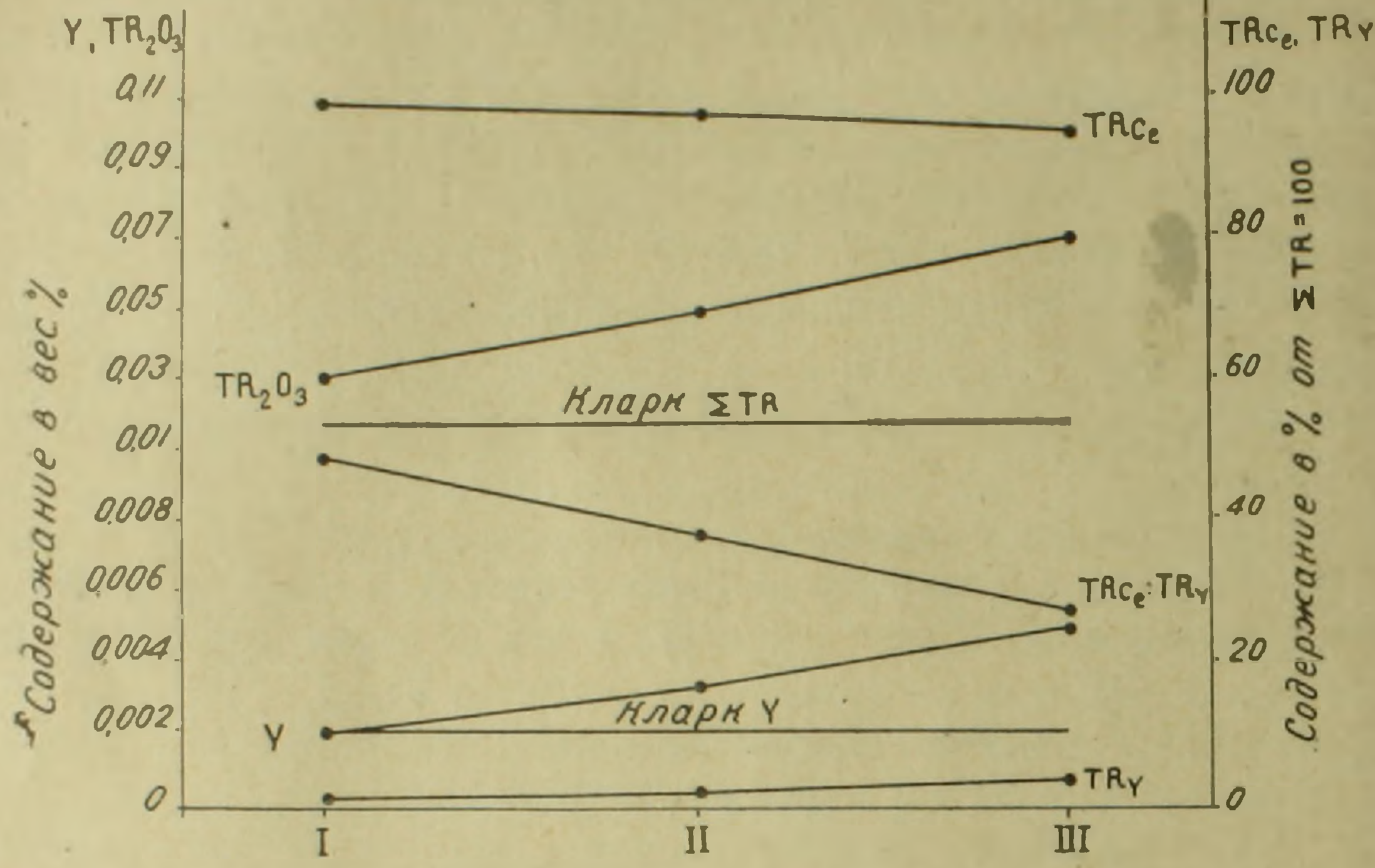
Породы	Содержание в вес. %	
	Y	TR_2O_3
Интрузивные породы		
Монцониты I—фаза	0,002	0,030
Щелочные сиениты	0,003	0,091
Граносиениты—II фаза	0,004	0,049
Порф. граниты—III фаза	0,005	0,068
Жильные породы		
Аплиты, пегматиты	0,020	0,240
Гранодиорит-порфиры	0,005	0,050

* Содержание ΣTR_2O_3 по данным химических анализов (аналитик Н. А. Элиазян). Содержание Y по данным рентгеноспектральных анализов.

тельности содержание $\Sigma\ TR_2O_3$ неуклонно возрастает (табл. 2) от первой интрузивной фазы ($3 \cdot 10^{-2}$ %) ко второй ($4{,}9 \cdot 10^{-2}$ %) и далее к третьей $(6-8) \cdot 10^{-2}$ %, а в щелочных сиенитах субфазы достигает $9{,}1 \cdot 10^{-2}$ %. Особенно обогащены редкими землями альбитизированные щелочные сиениты (0,12%), ортитовые и монцонитовые, пегматиты первой интрузивной фазы — 0,5—1,0%, аплиты и пегматиты поздних фаз — 0,2%.

Сравнивая с кларком в изверженных породах ($1{,}5 \cdot 10^{-2}$ TR_2O_3 по А. П. Виноградову) можно заметит 3—4-кратное обогащение интрузивных комплексов Мегринского плутона редкими землями.

Содержание отдельных редкоземельных элементов в ΣTR_2O_3 неодинаковое. Как показали проведенные исследования, подтверждается мнение Э. Е. Вайнштейна и А. И. Тугаринова [2] о сравнительно постоянном соотношении индивидуальных редких земель в гранитоидах и в извлеченных из них главных носителях — минералах.



Фиг. 1. Распределение и поведение суммы редких земель и иттрия в ходе формирования Мегринского плутона. I — монцонитовый; II — граносиенитовый, III — гранитовый комплексы.

Таблица 3

Содержание и соотношения акцессорных редких земель в гранитоидах Мегринского плутона*

Комплексы	Содержание редких земель от ΣTR_2O_3, принятой за 100%														
	TR_2O_3	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
Монцониты I фаза	0,030	18,0	47,0	6,5	23,0	3,6	0,6	2,3	0,2	1,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2
Граносиениты II фаза	0,049	21,0	43,00	6,0	24,0	2,8	0,4	1,5	0,3	1,0	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2
Граниты III фаза	0,068	22,0	41,0	3,5	26,0	2,0	0,4	1,2	0,4	0,3	0,3	0,6	0,4	0,7	0,3
Среднее по плутону	0,046	20,0	43,0	5,0	25,0	2,5	0,6	1,6	0,3	0,9	0,2	0,3	0,2	0,3	0,1

* По данным рентгеноспектральных анализов лаборатории ИМГРЭ.

Как видно из таблицы 3, где приводятся соотношения редкоземельных элементов в характерных разновидностях пород разновозрастных интрузий, содержание индивидуальных лантаноидов колеблется в ограничен-

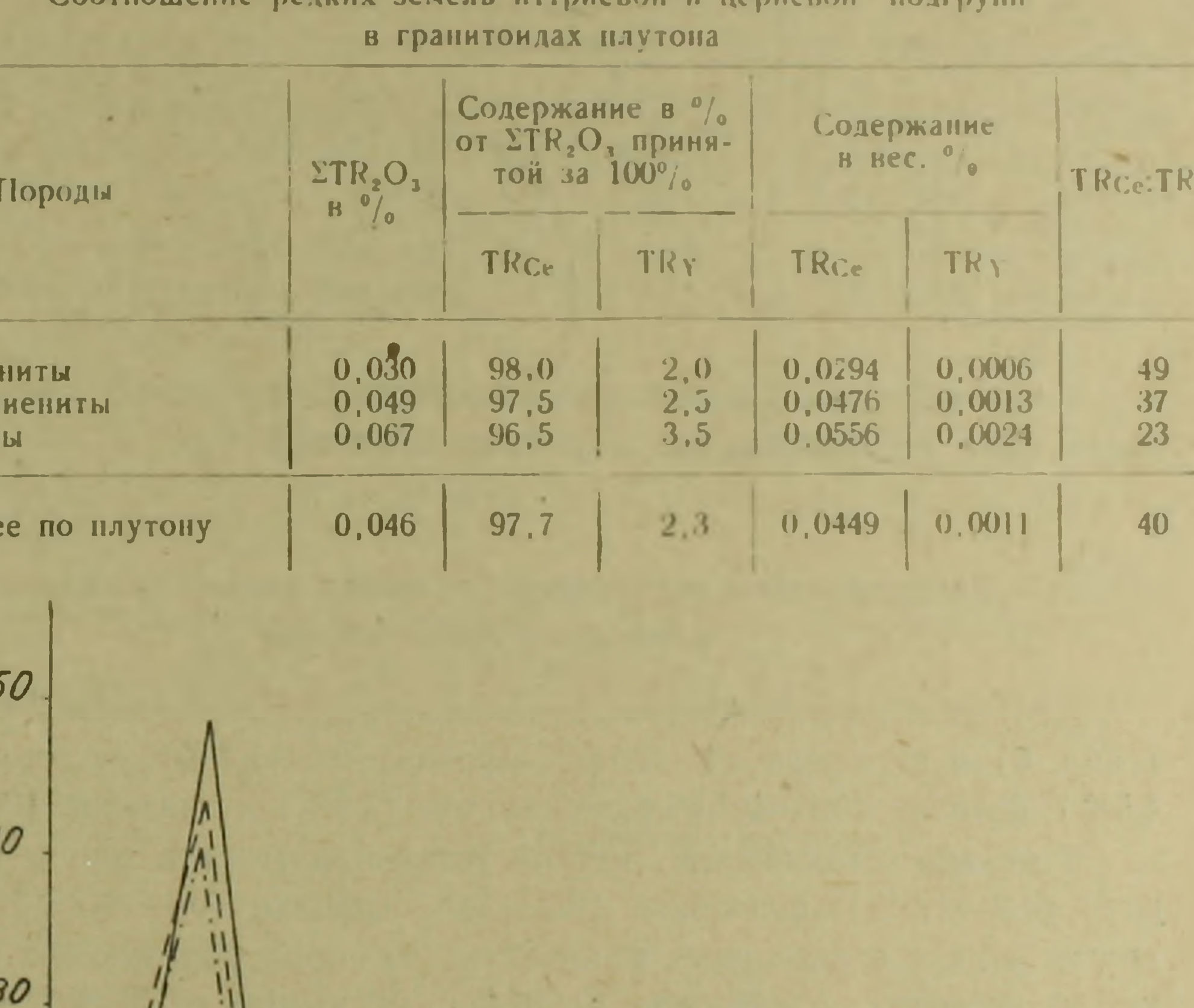
ных пределах, как в главных типах пород, так и по плутону в целом. Характерен резко выраженный цериевый максимум (Ce, La) гранитоидов отдельных комплексов, на долю которого приходится 62—65% от суммы редких земель и неодимовый максимум (Pr, Nd) — 26—30%. На остальные редкие земли приходится 5—10%.

Соотношение редких земель цериевой и иттриевой подгрупп в ходе формирования плутона смещается в сторону возрастания роли редких земель иттриевой подгруппы (табл. 4). Отношение $TR_{Ce}:TR_Y$ закономерно понижается от 49 до 23. В целом по плутону $TR_{Ce}:TR_Y = 40$ (в земной коре — 35).

Таблица 4

Соотношение редких земель иттриевой и цериевой подгрупп в гранитоидах плутона

Породы	ΣTR_2O_3 в %	Содержание в % от ΣTR_2O_3 принятой за 100%		Содержание в вес. %		$TR_{Ce}:TR_Y$
		TR_{Ce}	TR_Y	TR_{Ce}	TR_Y	
Монцониты	0,030	98,0	2,0	0,0294	0,0006	49
Граносиениты	0,049	97,5	2,5	0,0476	0,0013	37
Граниты	0,067	96,5	3,5	0,0556	0,0024	23
Среднее по плутону	0,046	97,7	2,3	0,0449	0,0011	40



Фиг. 2. Распределение редкоземельных элементов в отдельных комплексах Мегринского плутона. I — монцонитовый; II — граносиенитовый и III — гранитовый комплексы.

При сравнении средних содержаний индивидуальных лантаноидов с кларками в изверженных породах по А. П. Виноградову (1956), что иллюстрируется табл. 5, видно резко повышенное от 2 до 5 раз выше кларка содержание редких земель цериевой подгруппы, а содержание редких земель иттриевой подгруппы — в пределах и ниже кларка (1,5—2 раза).

Таблица 5

Средние содержания и кларки концентрации редких земель в гранитоидах Мегринского плутона

Элементы цериевой подгруппы	Мегринский плутон	Изверженные породы по А. П. Виноградову	Кларки концентрации	Элементы иттриевой подгруппы	Мегринский плутон	Изверженные породы по А. П. Виноградову	Кларки концентрации
Лантан	$8\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	2	Тербий	$1{,}3\cdot10^{-4}$	$1{,}0\cdot10^{-4}$	1,3
Церий	$2\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-3}$	5	Диспрозий	$4{,}5\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-4}$	1,1
Празеодим	$2{,}3\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-5}$	3,5	Гольмий	$9{,}2\cdot10^{-5}$	$1{,}0\cdot10^{-4}$	0,9
Неодим	$1{,}1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$	3,7	Эрбий	$1{,}3\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	0,65
Самарий	$1{,}2\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-4}$	3,0	Тулий	$9{,}2\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	0,9
Европий	$2{,}8\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	2,8	Иттербий	$1{,}3\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	0,65
Гадолиний	$7{,}5\cdot10^{-4}$	$7{,}0\cdot10^{-4}$	1,1	Лютеций	$4{,}3\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	0,45

Таким образом, параллельно с возрастанием атомного веса и номера лантаноида содержание его в гранитоидах возрастает.

Распределение акцессорных иттрия и редких земель по минералам гранитоидов

Химическими и рентгеноспектральными анализами иттрий установлен (табл. 6) в цирконах (1—3,0%), сфенах (2,5—5,0%), циртолитах (3—4,5%), ортитах (0,1—0,16%), монацитах (2,5%) и апатитах (0,1—2,0%).

В меньших количествах иттрий устанавливается в торите и ураноторите (0,3—1,0%), флюорите (0,3—1,0), гранате (0,1—0,3%) и в ряде других редких акцессорных минералах. Из породообразующих минералов иттрий встречен в биотите (0,001%), мусковите (0,003%), олигоклазе (0,001%), калишпате (0,001—0,003%). В пегматитах значительная часть иттрия представлена самостоятельными минералами: ксенотимом, иттриалитом, гадолинитом и в селективно иттриевых титано-танталониобатах (от 1 до 30%). Говоря об основных особенностях распределения иттрия в гранитоидах Мегринского плутона следует подчеркнуть, что:

1. Содержание иттрия в цирконах и сфенах возрастает в одноименных минералах, извлеченных из пород поздних гранитоидных комплексов: параллельно возрастает и отношение $Y:\Sigma TR$.

2. Содержание Y_2O_3 в тех же минералах из щелочных сиенитов по сравнению с гранитоидами заметно понижено, но здесь главная масса иттрия сосредоточена в флюорите.

3. В апатитах и ортитах содержание иттрия незначительное и несколько возрастает в поздних дифференциатах, лишь темные апатиты из монцонитов содержат 2,0% иттрия.

В цирконах, апатитах и сфенах содержание иттрия преобладает над суммой редких земель, а отношение $Y:\Sigma TR$ колеблется от 1,5 до 0,4. В то же время ортиты в монациты обеднены иттрием: $Y:\Sigma TR = 0{,}04 - 0{,}008$.

Таким образом, как показали количественно-минералогические пересчеты, примерно 60—70% иттрия и редких земель иттриевой подгруппы приходится на сфен, остальная часть на циркон и более редкие акцессорные и породообразующие минералы. В сфене и цирконе главная масса иттрия — Y^{+3} входит в их структуры, гетеровалентно замещая Ca^{+2} и Zr^{+4}.

Редкие земли химическими и рентгеноспектральными анализами установлены более чем в 50 минералах. В качестве главного компонента редкие земли входят в пять минералов—ортит (20,66% ΣTR_2O_3), монацит (62,4% ΣTR_2O_3), а также в редкие пегматитовые минералы: церит, роуландит и лантанит. В распространенных акцессорных минералах пород и пегматитов редкие земли присутствуют в сфенах (1,23—1,65%), апатитах (0,5—2,40%), цирконах (0,06—0,70%) и циртолитах (0,7—0,8%); особенно высоко—содержание в сфенах (1,65%), цирконах (0,30%) и апатите (2,40%) щелочных сиенитов.

При переходе от апатитов из пород ранних фаз к поздним содержание ΣTR_2O_3 в них понижается (от 1,05 до 0,51%) в том же направлении в цирконах и сфенах возрастает соответственно от 0,06 до 0,7% и от 1,23 до 1,59% (табл. 6).

Таблица 6

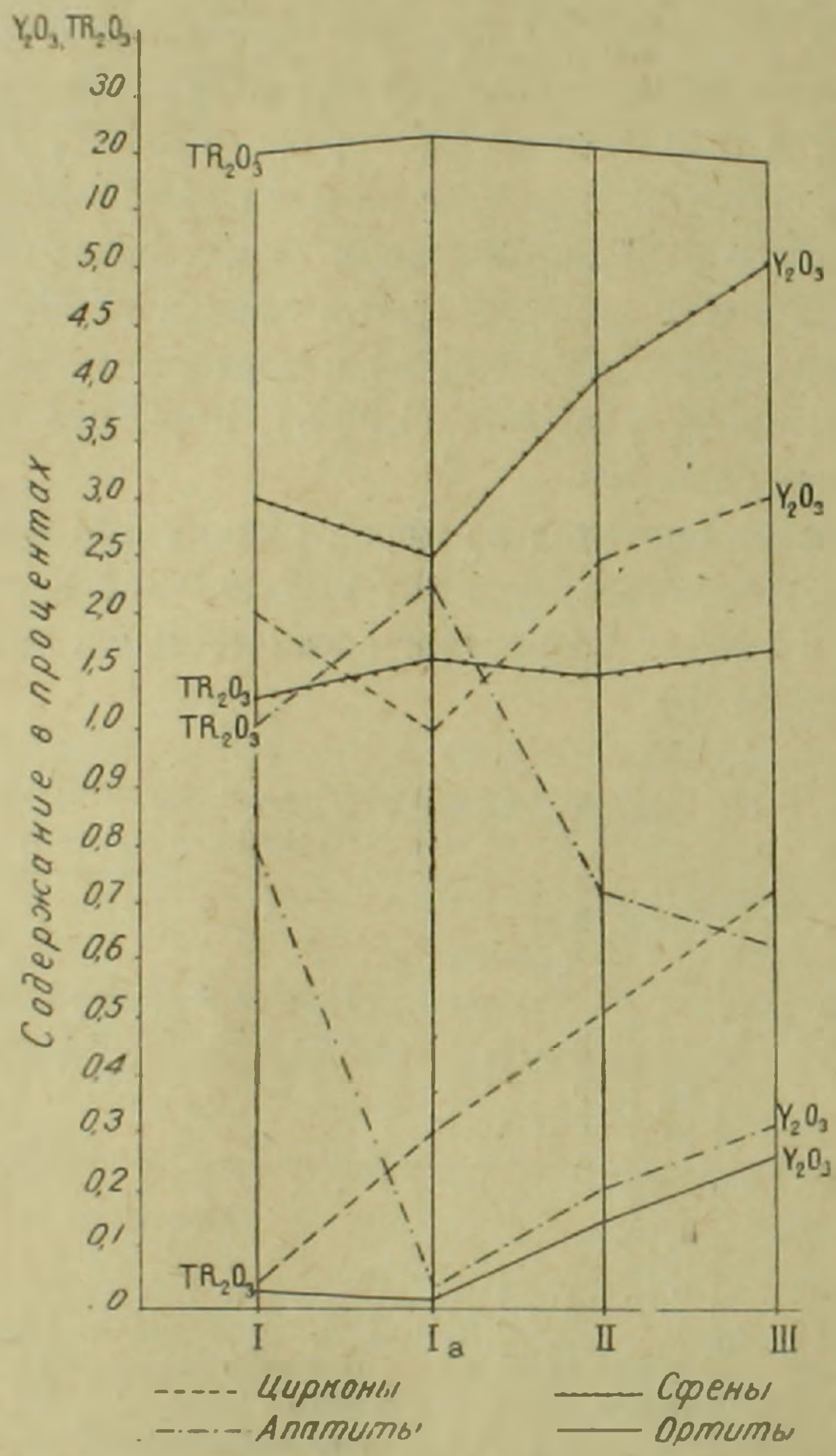
Содержание иттрия и суммы редких земель в характерных акцессорных минералах из пород Мегринского плутона*

Название породы, содержащей минерал	Содержание в % Y_2O_3	Содержание в % TR_2O_3	Y/TR	Название породы, содержащей минерал	Содержание в % Y_2O_3	Содержание в % TR_2O_3	Y/TR
Цирконы				**Апатиты**			
Монцонит I фаза	2,0	0,06	33	Монцонит I фаза	2,0	1,05	1,9
Щелочной сиенит I фаза	1,0	0,30	3,3	Щелочной сиенит I фаза	—	2,40	—
Гранодиорит II фаза	1,0	0,50	2,0	Гранодиорит II фаза	—	0,68	—
Гранит III фаза	3,0	0,70	4,3	Гранит III фаза	—	0,51	—
Сфены				Полевошпатовый пегматит	—	0,47	—
Монцонит I фаза	3,0	1,23	2,4	**Ортиты**			
Щелочной сиенит I ф.	2,5	1,65	1,5	Монцонит I фаза	0,1	21,0	0,005
Гранодиорит II фаза	4,0	1,42	2,7	Полевошпатовый пегматит	0,16	20,66	0,008
Гранит III фаза	5,0	1,59	3,1	**Монацит**			
Циртолиты				Щелочный сиенит	2,6	62,5	0,04
Микроклин-мусковит-пегматит	3.0	0,70	4,3	**Ксенотим**			
Кварц-микроклиновый пегматит	4,5	0,80	5,5	Пегматит	60,0	1,0	60

* По данным химических (М. Е. Казакова, И. С. Разина, А. Быкова) и рентгеноспектральных анализов (Р. Л. Баринский). ИМГРЭ АН СССР.

Состав индивидуальных редких земель в этих минералах имеет свои специфические особенности.

Апатиты, извлеченные из гранитоидов и щелочных сиенитов разновременных фаз плутона, характеризуются заметной монотонностью состава лантаноидов (табл. 7). В них отмечаются два максимума: цериевый (Ce, La) и неодимовый (Pr, Nd), на долю которых приходится соответственно 65—70% и 27—30% от ΣTR_2O_3. Из подгруппы иттриевых редких земель присутствуют, да и то в молодых гранитах Tb и Dy.



Фиг. 3. Распределение иттрия и суммы релких земель в акцессорных цирконах, апатитах, сфенах и ортитах из пород разновозрастных интрузивных комплексов Мегринского плутона.
I — монциониты; Ia — щелочные сиениты;
II — граносиениты и III — граниты.

В сфенах состав лантаноидов характеризуется присутствием двух пиков: цериевого (61—62% от ΣTR_2O_3) и неодимового (25—29% от суммы). При переходе от сфена из пород ранних фаз к сфенам из гранитоидов поздних намечается уменьшение роли Ce, Pr, Sm, Eu, увеличивается содержание La, Nd и тяжелых лантаноидов: Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tu, Yb и Lu. Для цирконов, наоборот, характерно заметное смещение

Таблица 7

Распределение редкоземельных элементов в характерных акцессорных минералах из главных типов пород Мегринского плутона*

№ обр.	Минералы	Интрузивные фазы и породы	Содержание ΣTR_2O_3 в вес. %	Содержание редких земель в % от ΣTR_2O_3, принятой за 100%													
				La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
1	Циркон	Монцонит I фаза	0,06	20,0	35,0	2,1	4,0	0,9	0,5	2,5	0,2	3,8	1,0	11,0	2,0	17,0	3,0
2	„	Щел. сиенит I фаза	0,30	18,0	45,0	3,4	9,0	1,5	0,1	1,5	0,1	2,3	0,5	5,0	1,0	11,0	1,9
3	„	Граносиенит II фаза	0,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	„	Гранит III фаза	0,10	5,4	13,0	0,2	0,9	0,9	0,5	3,4	0,6	8,3	2,0	18,0	3,1	38,0	5,4
5	Сфен	Монцонит I фаза	1,23	16,0	42,0	1,3	22,0	4,1	0,4	1,0	0,2	1,3	9,3	0,5	—	0,2	—
6	„	Щел. сиенит I фаза	1,65	19,0	43,0	6,1	23,0	3,4	0,3	0,9	0,15	0,9	0,2	0,4	—	0,2	—
7	„	Граносиенит II фаза	1,42	18,0	41,5	6,0	22,0	3,3	0,2	1,3	0,10	2,0	0,3	0,4	0,1	0,3	0,5
8	„	Гранит III фаза	1,59	20,0	41,0	5,9	23,0	3,9	0,4	1,9	0,3	0,9	0,2	0,3	—	0,3	—
9	Апатит	Монцонит I фаза	1,05	21,0	40,0	4,8	25,0	2,1	0,3	2,1	0,3	0,8	0,2	0,1	—	—	—
10	„	Щел. сиенит I фаза	2,40	25,0	44,0	4,4	23,0	1,8	0,2	1,1	0,2	0,5	—	—	—	—	—
11	„	Граносиенит II фаза	0,68	24,0	42,0	4,0	24,0	2,0	0,4	0,8	0,3	0,4	—	—	—	—	—
12	„	Гранит III фаза	0,51	25,0	42,0	3,8	25,0	0,8	0,4	0,9	0,1	0,2	—	—	—	—	—
13	„	Пегматит	0,41	30,0	42,0	3,6	22,0	0,3	—	1,0	0,2	0,3	—	0,2	—	0,2	—
14	Циртолит	Пегматит	0,10	5,4	13	0,2	1,0	1,0	0,3	3,4	0,6	8,1	2,2	27,0	4,0	36,1	7,5
15	„	Пегматит	0,80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
16	Ортит	Монцонит I фаза	21,0	39	58	3,4	6,5	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
17	„	Пегматит	20,66	36	51,5	3,0	8,1	0,3	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—
18	Монацит	Щел. сиенит	62,5	30,0	44,5	6,8	12,0	1,1	0,2	0,2	—	0,4	—	2,1	1,9	0,2	—
19	Ксенотим	Пегматит	1,0	12,3	12,3	—	—	—	10,8	—	4,6	—	—	32,3	—	40,0	—

* По данным рентгеноспектральных анализов, выполненных в лаборатории ИМГРЭ АН СССР Р. Л. Баринским. Чувствительность — 0,1%. Относительная ошибка ∓ 10%.

максимумов редких земель в сторону иттриевых редких земель. Намечается три максимума: цериевый (20—50% от суммы TR_2O_3), эрбиевый и иттербиевый. Причем намечается возрастание роли эрбиевой и иттербиевой подгрупп редких земель в цирконах из гранитоидов поздних фаз по сравнению с цирконом из пород ранней фазы за счет понижения роли цериевой подгруппы.

В ортитах и монацитах резко преобладает цериевый максимум и почти отсутствуют редкие земли иттриевой подгруппы. На долю цериевых редких земель приходится примерно 75—90% от ΣTR_2O_3. В ксенотиме отчетливо проявляется самариевый, тербиевый, эрбиевый и иттербиевый максимумы. Только на долю двух последних максимумов приходится 70—72% ΣTR.

Таким образом, анализ состава редких земель в минералах-носителях редких земель Мегринского плутона показывает, что среди них преобладает цериевый и неодимовый максимумы, затем следуют в порядке убывания Sm, Gd, Dy, Ho, Er, Tu и Yb.

Незначительное количество редких земель в основном цериевой подгруппы установлено спектральным анализом в биотите (0,001%), мусковите, плагиоклазе и калишпате (0,100%), эпидоте (0,3), рутиле, анатазе (0,01—0,03%), корунде, бадделеите (0,003—0,01%), урано-ториевых минералах (0,1%), малаконе и цирголите (0,3—1,0%), меланите (0,3%), турмалине (0,1%), флюорите (0,1%) и др.

Произведенный нами баланс редкоземельных элементов в гранитоидах разновозрастных фаз Мегринского плутона показывает, что ΣTR_2O_3 между минералами распределяется следующим образом (табл. 8).

Таблица 8

Распределение редких земель по минералам гранитоидов в % от ΣTR_2O_3

Породы-минералы	Монцонит I фаза	Граносиенит II фаза	Гранит III фаза
Породообразующие минералы	4,5	5,0	3,5
Сфен	24,0	30,0	36,0
Апатит	15,0	21,0	25,0
Циркон	18,0	20,0	25,0
Ортит	27,0	12,0	5,0
Монацит	10,5	8,5	1,5
Прочие акцессорные минералы	1,0	3,5	4,0

Как видно из табл. 8, на долю апатита, циркона, сфена и ортита в гранитоидах приходится 80—90% от ΣTR_2O_3 в породах. На долю же породообразующих минералов, составляющих 98—99% объема породы, приходится весьма незначительная часть 3,5—5,0% от ΣTR_2O_3 в породах.

В распределении редких земель в породах каждой фазы наблюдаются определенные закономерности. От монцонитов первой фазы к более кислым гранитоидам третьей фазы в общем балансе редких земель возра-

стает роль сфена, апатита и циркона и понижается роль ортита и монацита. Это связано с резким сокращением содержания в гранитах акцессорных ортита и монацита и возрастанием содержания ΣTR_2O_3 в сфенах, апатитах и цирконах, несмотря на некоторое понижение содержания сфена и апатита в гранитах третьей фазы по сравнению с монцонитами.

Таким образом с повышением щелочности и кислотности пород от ранней фазы к поздним происходит перераспределение редких земель между основными носителями их и резко сокращается та часть TR, которая представлена в породах собственными минералами, несмотря на прогрессивное накопление их в ходе дифференциации в поздних комплексах.

В указанных выше минералах из гранитоидов в ходе дифференциации от первой фазы к третьей в соотношении редких земель намечается заметный сдвиг в сторону возрастания роли иттриевых редких земель.

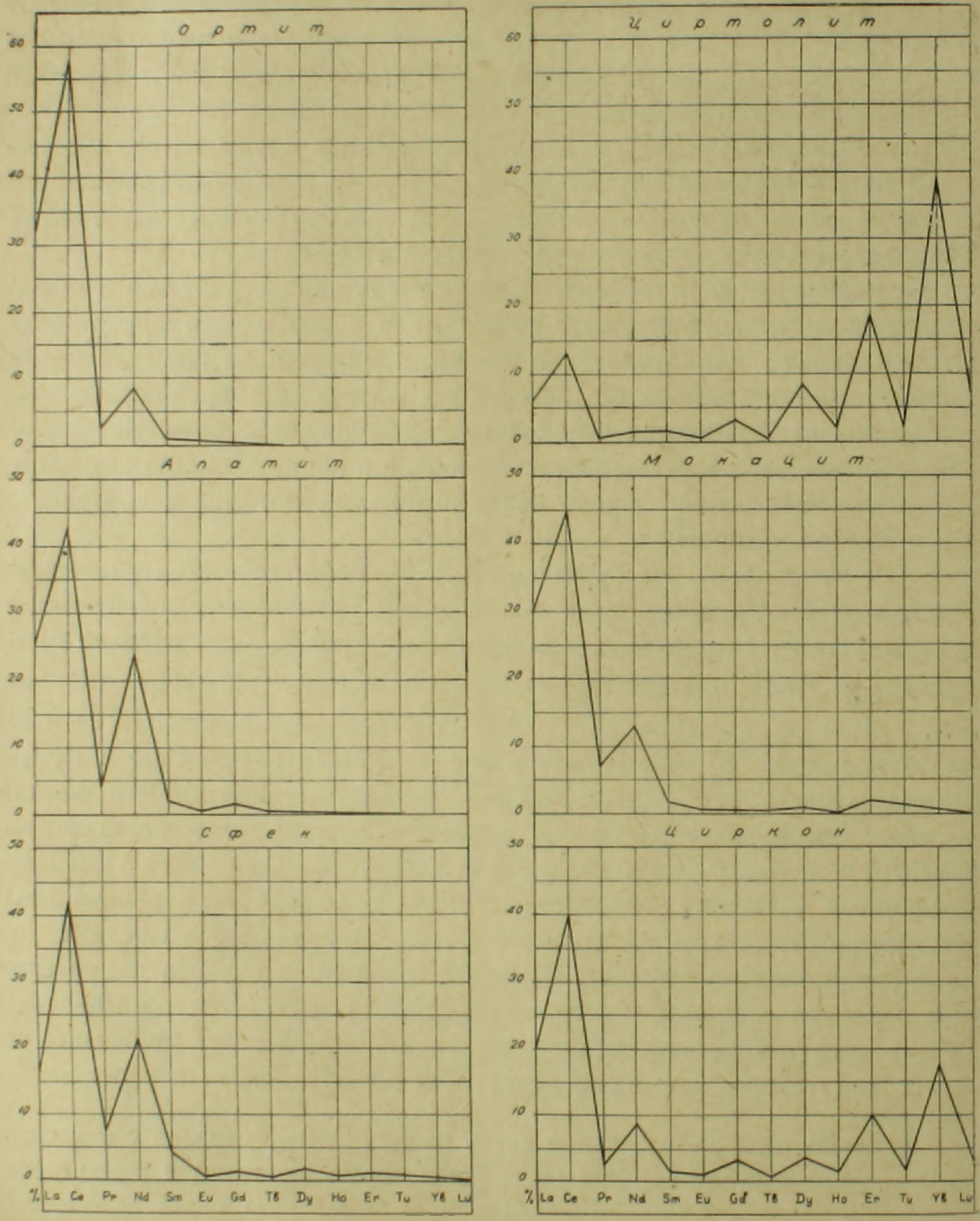
Основная масса иттриевых редких земель концентрируется в цирконах, сфенах и отчасти в редком ксенотиме, а цериевых — в апатитах, ортите и монаците. Это обусловлено тем, что при кристаллизации гранитоидной магмы с повышением щелочности расплава выпадение редких земель или их захват в решетки Са-акцессориев начинается преимущественно с более основных цериевых редких земель, а к концу процесса возрастает роль иттриевых редких земель как в поздних ксенотимах и циртолитах, так и сфенах и цирконах.

Как отмечают А. И. Тугаринов и Э. Е. Вайнштейн [2], на конечных стадиях кристаллизации создаются широкие возможности для изоморфного захвата иттриевых земель кальцийсодержащими акцессорными минералами в силу большего сходства ионных радиусов кальция (Ca^{+2} — 1,04 Å) и иттрия (Y^{+3} — 0,97), чем кальция и церия (Ce^{+4} — 0,88). Это будет зависеть в конечном итоге от концентриции CaO и P_2O_5 в расплаве (растворе). Редкие земли и кальций в гранитоидном расплаве образуют трехкомпонентную взаимную физико-химическую систему TR_2O_3 (Y) — CaO — P_2O_5 (SiO_2). В случае избытка CaO весь инертный фосфорный ангидрид связывается с CaO в виде апатита, а редкие земли концентрируются в ортите (цериевая группа) и частью в сфене и цирконе (иттриевая подгруппа). В случае недостатка извести в остаточном расплаве основная масса редких земель окажется связанной с P_2O_5 в виде монацита и ксенотима. Таким образом, мы должны будем иметь два устойчивых парагенезиса: апатит-ортит-сфен и апатит-монацит-сфен.

В пегматитах значительная часть редких земель связана с акцессорными титано-тантало-ниобатами, среди которых отмечаются резко селективные иттриевые (фергюсонит, эвксенит, самарскит) селективно-цериевые (пирохлорит, эшинит, гаттчетолит) и комплексные (бетафит, бломстрандин-приорит, виикит и др.). Помимо них, в пегматитах встречаются церит, лантанит, роуландит, иттриалит и гадолинит, а также монацит и ксенотим.

Отмеченное выше разделение редкоземельных элементов в различных типах пород разновозрастных интрузий и пегматитов обусловлено многи-

ми факторами, главными из которых являются: геохимическая специализация самой магмы, концентрация щелочей и извести, а также Zr, Ti, Nb и др., различием ионных радиусов подгруппы иттриевых и цериевых редких земель: от La^{+3} — 1,22 А до Lu — 0,88 А и др.



Фиг. 4. Диаграммы содержания редкоземельных элементов в процентах от суммы редких земель в характерных акцессорных минералах из гранитоидов Мегринского плутона.

Однако вместе с тем наблюдается их совместное нахождение (в сфенах, цирконах, комплексных титано-ниобатах), что обусловлено цепочеч-

ным характером изоморфизма [7] между цериевыми (1,02—1,22 Å) и иттриевыми редкими землями (0,99—0,88).

Заканчивая рассмотрение поведения редких земель в ходе формирования Мегринского плутона, необходимо отметить, что отношение TR_{Ce} и TR_Y как в самих акцессориях, так и в гранитоидах закономерно убывает от 49 до 23, в том же направлении убывает $\Sigma TR:Y$.

Наблюдается возрастание роли Y и TR_Y как в гранитоидах поздних фаз и их крайних дифференциатах, так и в минералах-носителях редких земель и иттрия.

Таким образом характерной геохимической особенностью гранитоидов плутона является их редкоземельно-цериевая природа, проявляющаяся в составе сфенов, апатитов, ортитов, монацитов и таких селективно иттриевых минералов, как цирконы.

Выводы

1. Эволюция состава гранитоидов трех интрузивных комплексов выражена в направлении возрастания содержания SiO_2 и K_2O, а также Y и TR при уменьшении отношения $TR_{Ce}:TR_Y$,

2. По ассоциации акцессорных TR-содержащих минералов гранитоиды плутона можно разделить на три близких типа, где главенствующей является ассоциация кальциевых акцессорных минералов.

а) Монцонитовый комплекс: апатит-сфен-ортит-монацитовый тип;

б) Граносиенитовый комплекс: апатит-сфен-ортит-цирконовый тип;

в) Гранитовый комплекс: апатит-сфен-ортит-ксенотимовый тип.

3. Иттрий и редкие земли в гранитоидах плутона в основном (60—85%) рассеяны в акцессориях (сфен, апатит, циркон), а частью (35—15%) образуют ортит, монацит и ксенотим. В пегматитах же, кроме того, рассеяны в титано-тантало-ниобатах и образуют иттриалит, гадолинит, церит, лантанит и роуландит. Лишь небольшая часть Y и TR находится в состоянии рассеяния в породообразующих минералах.

4. Данные изучения содержаний сфена, апатита и циркона указывают на их редкоземельную природу, столь характерную для умеренно-кислых гранитоидов с повышенной известковостью.

Примечательно, что в ходе развития магматизма в сфенах, цирконах и апатитах возрастание содержания TR_2O_3 не приводит к изменению соотношения отдельных лантаноидов, т. е. они монотонны.

5. Изучение распределения TR в породах и минералах указывает на общность магматического очага всех трех гранитоидных комплексов и связанных с ними жильно-магматических пород обоих этапов.

6. В ходе дифференциации магматического очага закономерно понижается отношение $\Sigma TR:Y$ и $TR_{Ce}:TR_Y$, что может применяться как характерный индикатор петрогенетических процессов и для корреляции с целью выделения одновозрастных интрузивных массивов.

7. В ходе развития интрузивной деятельности при переходе от монцонитов к гранитам и в минералах-носителях TR намечается заметный сдвиг

влево по ряду лантаноидов периодической системы, т. е. намечается возрастание роли иттриевых редких земель.

8. Выявленные особенности распространения иттрия и редкоземельных элементов позволяют отнести гранитоиды плутона к существенно-редкоземельно-цериевому геохимическому типу, являющемуся характерным для провинции в целом и обусловленным первичной геохимической специализации очагов магмообразования.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23.IV. 1963.

Բ. Մ. ՄԵԼԻՔՍԵԹՅԱՆ

ՄԵՂՐՈՒ ՊԼՈՒՏՈՆԻ ԳՐԱՆԻՏՈԻԴՆԵՐԻ ԻՏՐԻԻ ԵՎ ՀԱԶՎԱԳՅՈՒՏ ՀՈՂԵՐԻ ԳԵՈՔԻՄԻԱՅԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Գրանիտոիդներում իտրիի և հազվագյուտ հողերի էլեմենտների գեոքիմիան ուսումնասիրված է ոչ բավարար։ Սույն հոդվածում նկարագրվում է իտրիի և հազվագյուտ հողերի վարքը և տարածումը Մեղրու պլուտոնի տարբեր հասակի գրանիտոիդներում, որը կազմված է 3 ինտրուզիվ կոմպլեքսների՝ մոնցոնիտային, գրանոսիենիտային և գրանիտային ածանցյալներից։ Պարզաբանված է, որ պլուտոնի գրանիտոիդներն ըստ TR պարունակող ակցեսոր միներալների ասոցիացիայի պատկանում են ապատիտ-սֆեն-օրտիտ-մոնացիտ-ցիրկոնային տիպին, ուր գերակշռողը հանդիսանում է կալցիումային ակցեսորների ասոցիացիան, որը համապատասխանում է կրաքարով հագեցած գրանիտոիդներին։

Ռենտգենա-քիմիական անալիզների արդյունքները ցույց են տալիս, որ իտրին հանդես է գալիս կլարկի և կլարկից ավելի բարձր քանակության սահմաններում։ Միևնույն ժամանակ $\Sigma\ TR_2O_3$-ը 3—4 անգամ գերազանցում է կլարկին, ըստ որում հազվագյուտ հողերի կազմում ամենաբարձր պարունակությամբ (2—5 անգամ) հանդես է գալիս ցերիումի խումբը, մինչդեռ իտրիումի և հազվագյուտ հողերի քանակությունը կլարկից 1,5—2 անգամ ցածր է։

Գրանիտոիդային պլուտոնում իտրին և հազվագյուտ հողերը հիմնականում (60—85%) ցրված են սֆենի, ապատիտի և ցիրկոնի մեջ, մասամբ էլ (35—15%) կազմում են ինքնուրույն միներալներ՝ օրտիտ, կսենոտիմ և մոնացիտ։ Միայն նրանց ոչ մեծ մասը ցրված վիճակում հանդես է գալիս ապար կազմող միներալներում։ Նշված ակցեսորների ռենտգենա-քիմիական անալիզները վկայում են նրանց հազվագյուտ հողային՝ գերազանցապես ցերիումային և նեոդիմային բնույթի մասին, միայն ցիրկոնում և սֆենում հանդիպում են իտրիի հազվագյուտ հողերը։

Ինտրուզիվ մագմատիկ գործունեության զարգացման ժամանակ մոնցոնիտներից դեպի գրանիտները փոխանցվող ապարներում և կրող-միներալներում դիտվում է Y և Σ TR քանակության աճ, ըստ որում պարբերական աղյուսակի

լանտանոիդների շարքում նկատվում է, զգալի առաջընթաց դեպի ձախ՝ այսինքն ΣTR : Y և $TR_{Ce} : TR_Y$ հարաբերության աստիճանական նվազում։

Իտրիի և հազվագյուտ հողերի տեղաբաշխման առանձնահատկությունները թույլ են տալիս պլուտոնի գրանիտոիդները վերագրել հազվագյուտ հողային-ցերիումային գեոքիմիական տիպին և հազվագյուտ հողերի այդ հարաբերությունները օգտագործել որպես պետրոգրաֆիական պրոցեսների ինդիկատոր և նույնահասակ ինտրուզիվ զանգվածների միմյանց հետ համեմատելու համար։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Вайнштейн Э. Е. и А. И. Тугаринов,** О закономерностях в распределении редких земель в некоторых минералах. Геохимия, № 2, 1958
2. **Вайнштейн Э. Е., Тугаринов А. И.** Закономерности распределения редких земель, циркония и гафния в изверженных породах. Сб. «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенеза». Изд. АН СССР, 1959.
3. **Гаврилова Л. К. и Туранская Н. В.** Распределение редких земель в породообразующих и акцессорных минералах некоторых гранитов. Геохимия, № 2, 1958
4. **Меликсетян Б. М.** Об акцессорном ортите Мегринского плутона. Изв. АН АрмССР, (сер. геолого-географ.), № 1, 1960.
5. **Меликсетян Б. М.** Акцессорные минералы Мегринского плутона. Изв. АН АрмССР, (сер. геолого-географ.), № 2, 1960.
6. **Мкртчян С. С.** Зангезурская рудоносная область. Изд. АН СССР, 1958.
7. **Семенов Е. И.** Изоморфизм и эндокриптия редких земель. Геохимия, № 7, 1957.
8. **Семенов Е. И., Баринский Р. Л.** Особенности состава редких земель в минералах. Геохимия, 4, 1958.
9. **Таусон Л. В.** Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, 1962.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 3, 1963 Геологич. и географич. науки

А. С. ФАРАМАЗЯН, А. Г. АКОПЯН

РЕНИЙ В НЕКОТОРЫХ МОЛИБДЕНОВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЯХ АЙОЦДЗОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Айоцдзорский рудный район расположен в бассейне *р.* Арпа в пределах Азизбековского и Ехегнадзорского административных районов.

Рудный район, согласно металлогеническому районированию И. Г. Магакьяна [2], входит в медно-молибденовый пояс Армянской ССР. В структурном отношении район представляет часть крупного Памбак-Сюникского антиклинория общекавказского простирания. Ось антиклинория ундулирует, в связи с чем эрозионный срез в разных частях структуры различный. В местах его вздымания и глубокого размыва (Сюник, Памбак) отмечаются породы нижнего яруса (вплоть до палеозоя) и обнажающиеся на больших площадях гранитоиды третичного возраста (Мегринский плутон), а в местах погружения широко развита вулканогенная толща палеогена, среди которой отмечаются прорывающие их гранитоиды в виде небольших штокообразных и дайкообразных выходов.

В распределении металлов в целом по поясу наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность: площади глубокого размыва (Сюник, Памбак) характеризуются медью и молибденом с подчиненной ролью полиметаллов, тогда как слабо размытые участки (Айоцдзор, часть Баргушатского подрайона) обогащены полиметаллами и бедны медью и молибденом.

Минерализация Айоцдзорского рудного района представлена, главным образом, свинцово-цинковым, свинцово-цинково-сурьмяными и медно-полиметаллическими жилами, а в ущельях рек, где эрозионный срез сравнительно глубже, устанавливается молибденовая минерализация. Поэтому глубокие горизонты рудного района рассматриваются как весьма перспективные в отношении медно-молибденового оруденения.

Как правило, рудная минерализация района пространственно приурочивается к выходам интрузий и локализуется как в самих интрузиях, так и в породах кровли в непосредственных экзо- и эндоконтактах. Генетически рудные месторождения района связывают с глубокими очагами, отмечающимися здесь небольшими гранитоидными интрузиями третичного (олигоцен-миоценового) возраста.

По условиям образования минерализация Айоцдзорского рудного района, в отличие от других районов медно-молибденового пояса (Памбакский, Сюникский), относится к переходным от средне- к низкотемпературным, сформировавшимся на сравнительно небольших глубинах.

* * *

Из многочисленных молибденовых рудопроявлений района более или менее крупными являются Варденисское, Элпинское и Прошибердское, поэтому ниже приводятся результаты изучения по этим рудопроявлениям.

Варденисское проявление расположено в верховьях *р.* Элегис, на южном склоне Варденисского хребта.

В геологическом отношении участок проявления сложен среднеэоценовыми порфиритами, миоценовыми туффитами и туфобрекчиями, четвертичными андезито-базальтами и послеэоценовыми интрузиями гранитоидного состава.

Оруденение приурочено к зонам раздробленных гидротермально измененных гранодиорит-порфиров и среднеэоценовых порфиритов. Морфологически представлено прожилково-вкрапленными зонами кварцево-сульфидного состава. Минерализация происходила многостадийно: устанавливается по крайней мере пять стадий минерализации, отличающихся минеральным составом, а иногда и пространственной обособленностью*.

Самым широким развитием пользуются руды кварц-молибденитовой стадии минерализации. Последние локализованы, в основном, в сильно гидротермально измененных порфиритах Центрального и Юго-западного участков. Основной рудный минерал—молибденит—отмечается в виде мелкочешуйчатых агрегатов, приуроченных к тонким кварцевым прожилкам и вкрапленности во вмещающей породе.

Распределение рения изучалось в рудах кварц-молибденитовой стадии минерализации. Определение рения велось методами химического анализа (чувствительность 0,10 $\gamma/мл$ точность $\pm$—10%) с привлечением спектрального анализа (чувствительность 0,1%). Результаты этих анализов приведены в табл. 1.

Данные анализов (табл. 1) показывают, что в изученных пробах рудопроявления как в штуфах, так и в молибденитовых концентратах содержание рения довольно высокое. При этом концентрация рения в рудах Центрального участка значительно выше, чем в таковых Юго-западного участка. Кроме того, наиболее высокие содержания рения несут молибденовые концентраты. Однако из приведенных анализов также следует, что содержание рения не во всех случаях находится в корреляционной зависимости от молибдена. Наоборот, в некоторых пробах (№ 1, 2 и 3) содержание рения выше, чем молибдена. В связи с этим, предположения И. Г. Магакьяна о наличии здесь самостоятельного минерала рения или особой обогащенной рением разности молибденита представляются довольно обоснованными. Однако вопрос о форме нахождения рения в рудах требует специальных исследований и в настоящем сообщении не затрагивается.

Элпинское рудопроявление находится в 10 *км* к северу от одноименного селения, на южном склоне Варденисского хребта.

---

* Интересно отметить, что как по последовательности стадий минерализации, так и по их минеральному составу эти руды мало чем отличаются от типичных медно-молибденовых месторождений Армянской ССР.

Таблица 1

Результаты химических анализов штуфов и молибденовых концентратов Варденисского проявления*

№№ проб	Характеристика и место взятия	Содержание, %		Отношение Re : Mo
		молибден	рений	
	Центральный участок			
1	Штуф (руда)	0,004	0,019	5:1
2	" "	0,07	0,019	3:1
3	" "	0,02	0,034	1,7:1
4	" "	0,12	0,004	1:30
5	" "	0,52	0,007	1:74
6	Молибденитовый концентрат	6,00	0,02**	1:300
7	" "	12,5	0,255*	1:49
8	" "	20,0	0,94**	1:31
9	Молибденит	53,34	1,88**	1:31
	Юго-западный участок			
10	Штуф (руда)	0,009	0,00005	1:180
11	" "	0,01	0,0002	1:50
12	" "	0,01	0,0001	1:100
13	" "	0,06	0,00027	1:222

* Химические анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН АрмССР аналитиком Н. А. Элиазян.

** Данные взяты из работы А. С. Фарамазяна [3]. Результаты полуколичественных спектральных анализов (аналитик М. Я. Мартиросян) показали следующие содержания: проба 8 Re 0,3—1,0%, проба 9—Re более 1%.

Рудопроявление сложено вулканогенно-осадочными породами эоцена, прорванными интрузией гранодиорит-порфира. Рудовмещающими породами являются трещиноватые гидротермально измененные (серицитизированные, пиритизированные, реже окварцованные) порфириты. Морфологически оруденение представлено прожилково-вкрапленным типом руд. Минерализованные трещины и прожилки (мощность до 1,0—2,0 *мм*) прослеживаются в виде мощной зоны северо-западного простирания. Минеральный состав представлен молибденитом, халькопиритом, пиритом, гематитом, магнетитом и редко галенитом. Содержание молибдена довольно низкое: от следов до 0,02% и лишь редко повышается до 0,04—0,06%.

Ниже (табл. 2) приводятся результаты химических анализов на определение рения и молибдена в некоторых пробах Элпинского рудопроявления.

Прошибердское рудопроявление расположено в 6 *км* к северу от *с.* Ехегнадзор, в верховьях *р.* Вернашен.

В геологическом строении рудопроявления принимают участие туфиты и туфопесчаники среднего эоцена, прорванные штоком и дайками гранодиоритов и гранит-порфиров.

Минерализация представлена маломощными (до 0,3 *м*) жилами и прожилками, образующими небольшую зону, приуроченную к слабо гидротермально измененным (серицитизированными, пиритизированным)

Таблица 2

Результаты химических анализов на определение молибдена и рения в пробах Элпинского рудопроявления

Название пробы и место взятия	Содержание (%)		Отношение Re:Mo
	молибден	рений	
Проба № 1, шт. 2 (обогащенная руда)			
1. Обогащенная руда	0,103	0,00041	1:251
2. Молибденовый концентрат	10,44	0,044	1:237
Проба № 2, расч. 1. (обогащенная руда)			
1. Обогащенная руда	0,40	0,0045	1:90
2. Пирит	0,04	0,0005	1:80
3. Молибденовый концентрат	18,02	0,16*	1:113
4. Молибденит	58,42	0,45*	1:130

* Полуколичественным спектральным анализом рений установлен в пределах 0,05—0,1% в пробе 3 и 0,3—1% в пробе 4.

гранодиоритам. Оруденение в примыкающих к жилам зонах представлено прожилково-вкрапленной текстурой, где отмечаются мелкие гнездообразные включения галенита, сфалерита, пирита. Как правило, в жилах молибденит представлен среднечешуйчатыми пластинчатыми агрегатами, тогда как в прожилково-вкрапленных зонах обычно представлен примазками.

Главные рудообразующие минералы являются молибденит, пирит, сфалерит, второстепенные — халькопирит, галенит. Жильные минералы представлены кварцем и карбонатами.

Результаты химических анализов изученных проб приведены в табл. 3. Как видно из приведенных результатов химических и спектральных анализов руд и молибденовых концентратов Элпинского и Прошибердского рудопроявлений (табл. 2, 3) характер распределения рения в них очень сходен. Содержание рения в рудах, молибденовых концентратах и молибденитах этих рудопроявлений уступает таковым Варденисского рудопроявления, однако на один порядок выше, чем в молибденитах других рудных районов медно-молибденового пояса. Анализы руд и молибденовых концентратов указывают, что основным минералом-концентратором рения является молибденит (0,39—0,47% Re). Отношения Re:Mo колеблется в пределах от 1:73 до 1:251 в разных продуктах проб, при этом это отношение обычно больше для бедных молибденом продуктов, что, по-видимому, обусловлено наличием в рудах, кроме молибденита, других минералов-концентраторов рения. Особо примечательным в этом отношении являются пириты*, где концентрация рения по отношению к молибдену значительно выше, чем таковая в молибденитах или молибденовых концентратах.

* Незначительные содержания молибдена в пробах мономинерального пирита по-видимому, частично обусловлены механической примесью молибденита.

Таблица 3

Результаты химических анализов на определение молибдена и рения в пробах Прошибердского рудопроявления

Название пробы и место взятия	Содержание, %		Отношение Re:Mo
	молибден	рений	
Проба № 1 шт. 4, жила			
1. Обогащенная руда	1,78	0,016	1:111
2. Молибденит	57,34	0,47	1:122
3. Пирит	0,06	0,0007	1:86
Проба № 2 (шт. 4, прожилково-вкрапл. зона)			
1. Обогащенная руда	0,88	0,012	1:73
2. Молибденит	56,12	0,39	1:144
3. Пирит	0,03	0,0003	1:100

Заключение

Сравнение результатов исследования рениеносности молибденовых рудопроявлений Айоцдзорского рудного района с данными других районов медно-молибденовой провинции Армянской ССР (табл. 4) показывает,

Таблица 4

Рудный район	Пределы содержания рения, %%	Пределы отношений Re:Mo
1. Памбакский: молибденит	0,01—0,022	1:6000—1:1400
2. Сюникский: молибденит	0,012—016	1:3000—1:350
3. Айоцдзорский		
а) Руда	0,0001—0,034	1:260—5:1
б) Молибденит	0,42—1,88	1:144—1:31

что молибдениты изученных рудопроявлений содержат рения в среднем на 1—2 порядка выше. Более того, штуфы руд Варденисского рудопроявления содержат рения значительно больше, чем молибдена, что указывает на наличие других концентраторов рения или его собственных минералов.

По абсолютным содержаниям рения молибдениты изученных рудопроявлений являются уникальными, ибо содержание рения здесь достигает целых процентов (до 1,88%).

Наличие столь высоких концентраций рения в рудах и молибденитах Айоцдзорского рудного района можно объяснить следующим:

Как известно, среди молибденовых месторождений руды кварц-молибденит-халькопирит-серицитовой формации характеризуются самыми высокими содержаниями рения. Исследованиями последних нескольких лет установлено, что медно-молибденовые руды и молибдениты медно-молибденовой провинции Армянской ССР, принадлежащие к кварц-молибденит-халькопирит-серицитовой формации, несут вдвое-втрое более высокие содержания рения, чем представители этой формации, расположенные в других молибденовых провинциях. С другой стороны молибденовые и медно-молибденовые месторождения разных рудных районов Армян-

ской ССР сформировались в отличных друг от друга условиях. Так, месторождения Памбакского и Сюникского рудных районов, по условиям образования, относятся к высоко-среднетемпературным умеренных глубин, а месторождения Айоцдзорского рудного района, в том числе и изученные молибденовые рудопроявления, принадлежат к средне- низкотемпературным сравнительно небольших глубин. Следовательно, наличие столь высоких содержаний рения в молибденовых рудопроявлениях Айоцдзорского рудного района обусловлено не только высокой рениеносностью интрузий (магматических очагов), с которыми генетически связываются те или другие месторождения (3) или медно-молибденового пояса в целом (1), но и условиями формирования руд (температура, глубина).

Таким образом, на примере рениеносности изученного рудного района и медно-молибденовой провинции Армянской ССР, выявляется следующая закономерность: содержание рения в молибденитах и молибденовых рудах в общем повышается с падением температуры и глубины образования даже в пределах одной и той же формации руд.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23.IV. 1963.

Ա. Ս. ՖԱՐԱՄԱԶՅԱՆ, Ա. Գ. ՀԱԿՈԲՅԱՆ

ՌԵՆԻՈՒՄԸ ՀԱՅՈՑՁՈՐԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՄԻ ՔԱՆԻ ԵՐԵՎԱԿՈՒՄՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հանքային շրջանը, ըստ Հ. Գ. Մադաքյանի մետալոգենետիկ շրջանացման, մտնում է Հայկ. ՍՍՌ պղինձ-մոլիբդենային գոտու մեջ։ Ի տարբերություն գոտու այլ հանքային շրջանների, նրա մետալոգենիան բնորոշվում է բազմամետաղային և կապար-ծարիրային հանքայնացումով, մոլիբդենի և պղնձի նվազ քանակությամբ (ստորագաս դերով)։

Հայոցձորի (Վարդենիս, Պռոշիրերդ, Էլփին) երևակումների մոլիբդենային հանքանյութերի և մոլիբդենիտների մեջ ռենիումի պարունակությունը տատանվում է 0,0001—0,034% սահմաններում (հանքանյութում) և 0,9—1,88% մոլիբդենիտներում։ Այս, ինչպես նաև Հայկ. ՍՍՌ Cu—MO գոտու (Փամբակ, Սյունիք) այլ հանքային շրջանների ռենիումի տեղաբաշխման ուսումնասիրության հիման վրա հաստատված է, որ ռենիումի պարունակությունը մոլիբդենիտներում և մոլիբդենային հանքանյութերում ընդհանուր առմամբ բարձրանում է ջերմաստիճանի և խորության անկման դեպքում, նույնիսկ միևնույն հանքային ֆորմացիայի համար։

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалов С. Т., Баситова С. М., Годунова Л. И. Распределение рения в молибденитах Средней Азии. Геохимия, № 9, 1962.
2. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. «Сов. геология», № 7, 1959.
3 Фарамазян А. С. Закономерности распределения рения в рудах Каджаранского месторождения. «Изв. АН Армянской ССР», т. 14, № 1, 1961.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 3, 1963 Геологич. и географич. науки

ПЕТРОГРАФИЯ

К. А. КАРАМЯН

КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ КАДЖАРАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Контактово-метаморфические породы имеют широкое развитие в контактовом ореоле Мегринского плутона и зоной до 400 *м* мощности протягиваются по всему контакту интрузии с вмещающими породами.

В зависимости от вмещающих пород (туфиты, порфириты, известняки) отмечается различный состав контактово-метаморфических пород — роговики, эпидозиты, скарны.

Настоящая статья посвящена описанию контактового метаморфизма и метасоматических процессов, проявленных в пределах Каджаранского рудного поля, связанных с внедрением и формированием монцонитовой интрузии, а также их возрастного расчленения.

Полоса контактовых роговиков и контактово-метасоматических образований в пределах Каджаранского рудного поля является небольшим участком широкого проявления контактового метаморфизма и метасоматических процессов, проявившихся в связи с внедрением и становлением Мегринского плутона. Естественно, что исследование указанных образований позволит изучить условия формирования постмагматических процессов и самое главное установить место и время образования рудоносных растворов в общей схеме развития магматизма.

Рудное поле Каджаранского месторождения приурочено к северному контакту Мегринского плутона с вулканогенной толщей нижнего эоцена.

В геологическом строении рудного поля принимают участие интрузивные породы и постмагматические образования как монцонитов, так и порфировидных гранодиоритов. Контакт между породами указанных двух интрузивных фаз Мегринского плутона проходит на западном фланге рудного поля и представлен мощной зоной дробления Дебаклинского разлома северо-западного простирания с падением на северо-восток ∠60—65°.

В монцонитовой интрузии, особенно в ее северной эндоконтактовой полосе, отмечаются многочисленные штокообразные тела дополнительных интрузий микромонцонитов и мелкозернистых аплитовидных пород, а также жильные породы аплит-пегматитового ряда и многочисленные дайки как лампрофиров, так и диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров, очевидно представляющие дериваты глубинного магматического очага.

К гранодорит-порфировым дайкам, имеющим широтное—северо-западное простирание, приурочены рудоносные штокверковые зоны медно-молибденовой минерализации.

Породы термального метаморфизма-контактовые роговики

В контактовой зоне монцонитовой интрузии с порфиритами нижнего эоцена развивается мощная зона контактовых роговиков — результат термального воздействия интрузии на порфириты.

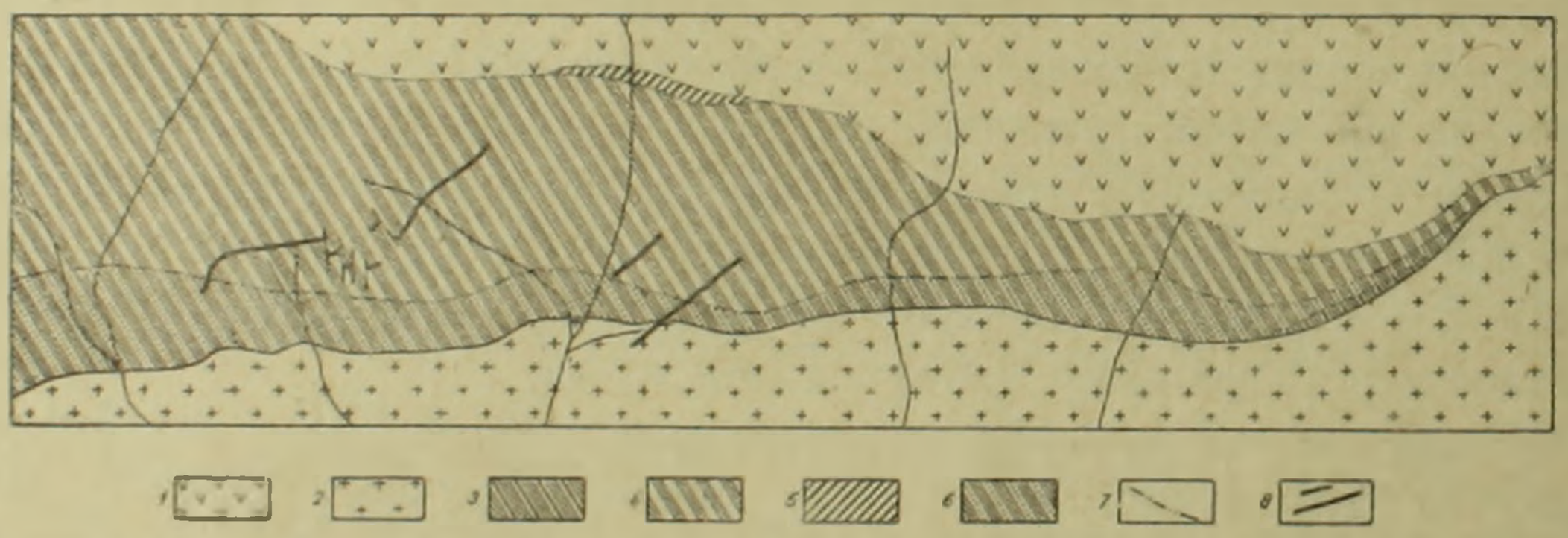
Ширина зоны контактовых роговиков неодинакова и варьирует от 25 до 400 *м*. Наибольшая мощность контактовых роговиков проявляется на вогнутых участках контуров линии контакта, а также на участках более пологого падения контактовой плоскости.

Наиболее полно контактовый ореол представлен на участке максимальной мощности развития роговиков. Помимо широкого ореола экзоконтактового изменения в монцонитах отмечается также четко эндоконтактовое изменение, выражающееся в образовании незначительной зоны мелкозернистых пород диоритового состава непосредственно в контактовой полосе монцонитов.

Мощность указанной зоны достигает 50 *м*, местами резко уменьшается до 5—10 *м*.

Экзоконтактовая зона в пределах рудного поля отличается отчетливо зональным строением, выраженным в образовании довольно четко выделяемых роговиков определенного минералогического состава.

На основе петрографического расчленения различаются следующие минералогические типы роговиков: 1) плагиоклаз-пироксеновые, 2) плагиоклаз-амфиболовые, 3) плагиоклаз-хлоритовые. Последовательно соответствующие высоко, средне и низкотемпературным фациям контактового метаморфизма. Все эти породы образуют полосы, вытянутые вдоль контакта интрузии. Граница их с интрузией отчетливо резкая с извилистыми очертаниями и многочисленными инъекциями интрузивного материала в роговики. Границы отдельных зон друг с другом весьма постепенны и неуловимы, однако отбиваются довольно отчетливо на основе петрографического изучения шлифов. Мощность отдельных зон весьма изменчива и неодинакова по простиранию контакта (фиг. 1).



Фиг. 1. Схематическая карточка распределения различных типов роговиков по северному контакту монцонитовой интрузии. 1. Порфириты н. эоцена, 2. Монцониты. 3. Плагиоклазово-пироксеновые роговики. 4. Плагиоклаз-роговообманковые роговики. 5. Плагиоклаз-хлоритовые роговики. 6. Ореол биотитизации роговиков. 7. Тектонические нарушения. 8. Дайки гранодиорит-порфиров.

Наибольшая мощность характерна для среднетемпературной амфиболовой фации и менее характерна для двух остальных минералогических фаций.

По мере продвижения к интрузии отмечается постепенное увеличение степени метаморфизованности роговиков.

Так, порфириты внешне сильно отличающиеся от роговиков, содержат небольшое количество роговикового плагиоклаза и хлорита, а с приближением к интрузии отмечается чувствительное скопление плагиоклаза и хлорита, образующее крупные поля и выделения. Мощность этой зоны достигает 30 *м*. Далее в сторону интрузии роговики имеют исключительно плагиоклаз-амфиболовый состав. При этом первоначально роговиковый плагиоклаз — амфиболовый агрегат замещает основную массу порфиритов, не затрагивая порфировые вкрапленники порфирита, а уже затем с полной основной массы происходит последовательная перекристаллизация вкрапленников. Здесь широко распространена структура выполнения метасоматического замещения, разъедания в процессе замещения роговиковой основной массой порфировых вкрапленников; в последних образуются игольчатые кристаллы актинолита, между тем как в основной массе роговиков развита исключительно обычная роговая обманка, что, очевидно, связано с обогащением роговой обманки молекулой кальция.

С приближением к интрузии структура роговиков приобретает более равномернозернистое строение, исчезают гломеробластические, пятнистые структуры, характерные для менее интенсивно переработанных амфиболовых роговиков.

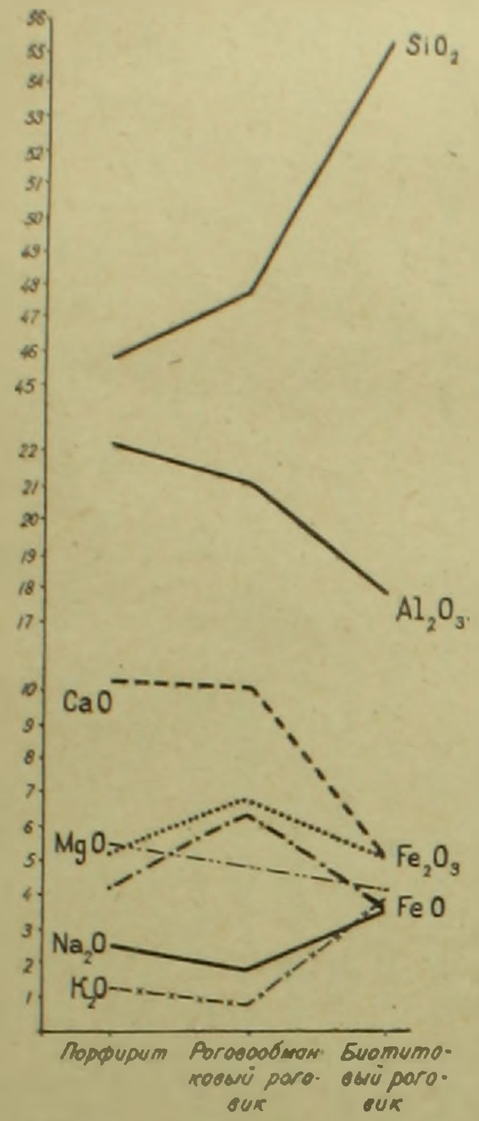
При дальнейшем приближении к интрузии отмечается появление биотита, а затем и полное преобладание биотита над роговой обманкой. Здесь биотит в виде чешуйчатого агрегата развивается по выделениям и скоплениям роговой обманки.

Обычно крупночешуйчатый агрегат биотита выделяется на фоне мелкозернистой и равномернозернистой структуры роговообманковых роговиков.

Еще ближе к интрузии в роговиках появляется пироксен, который становится главным породообразующим минералом. Роговая обманка при этом исчезает. Биотит, как и в роговообманковых роговиках, интенсивно замещает и развивается по пироксену.

Таким образом, в отмеченных фациях контактовых роговиков, как в амфиболовой, так и пироксеновой, отмечается широкое развитие биотита, метасоматически развивающегося по темноцветным минералам.

Последнее свидетельствует о широко развитом процессе метасоматоза, сопровождающегося привносом K_2O, Na_2O, в небольшом количестве SiO_2, но зато отмечается чувствительный вынос CaO. Последнее представлено на вариационной диаграмме и табл. 1 (фиг. 2).



Фиг. 2. Вариационная диаграмма изменения химизма контактово-метасоматических пород.

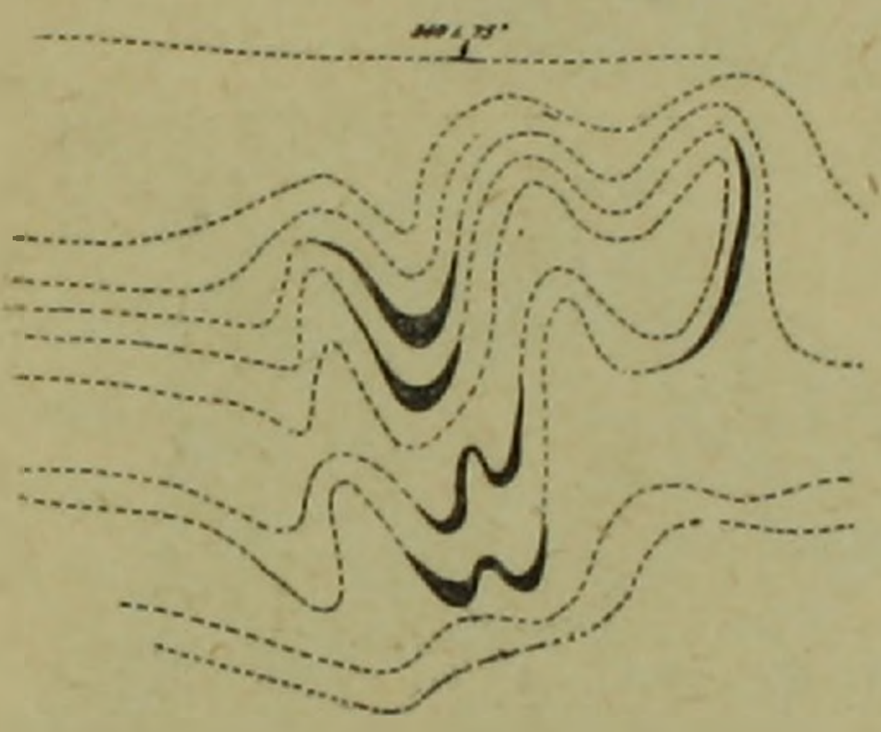
Таблица 1

Порода \ Окислы	Si_2O	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O	п.п.п.	P_2O_5	Сумма
Порфирит	45,80	0,60	22,14	5,21	4,10	0,14	10,44	5,34	2,54	1,25	—	1,85	0,18	99,59
Роговообманковый роговик	47,62	0,10	21,07	6,43	6,30	0,14	10,15	4,98	1,90	0,81	1,00	—	—	100,50
Биотитовый роговик . .	55,20	0,43	17,87	5,05	3,66	0,17	5,38	4,18	3,76	3,96	—	0,40	—	100,06

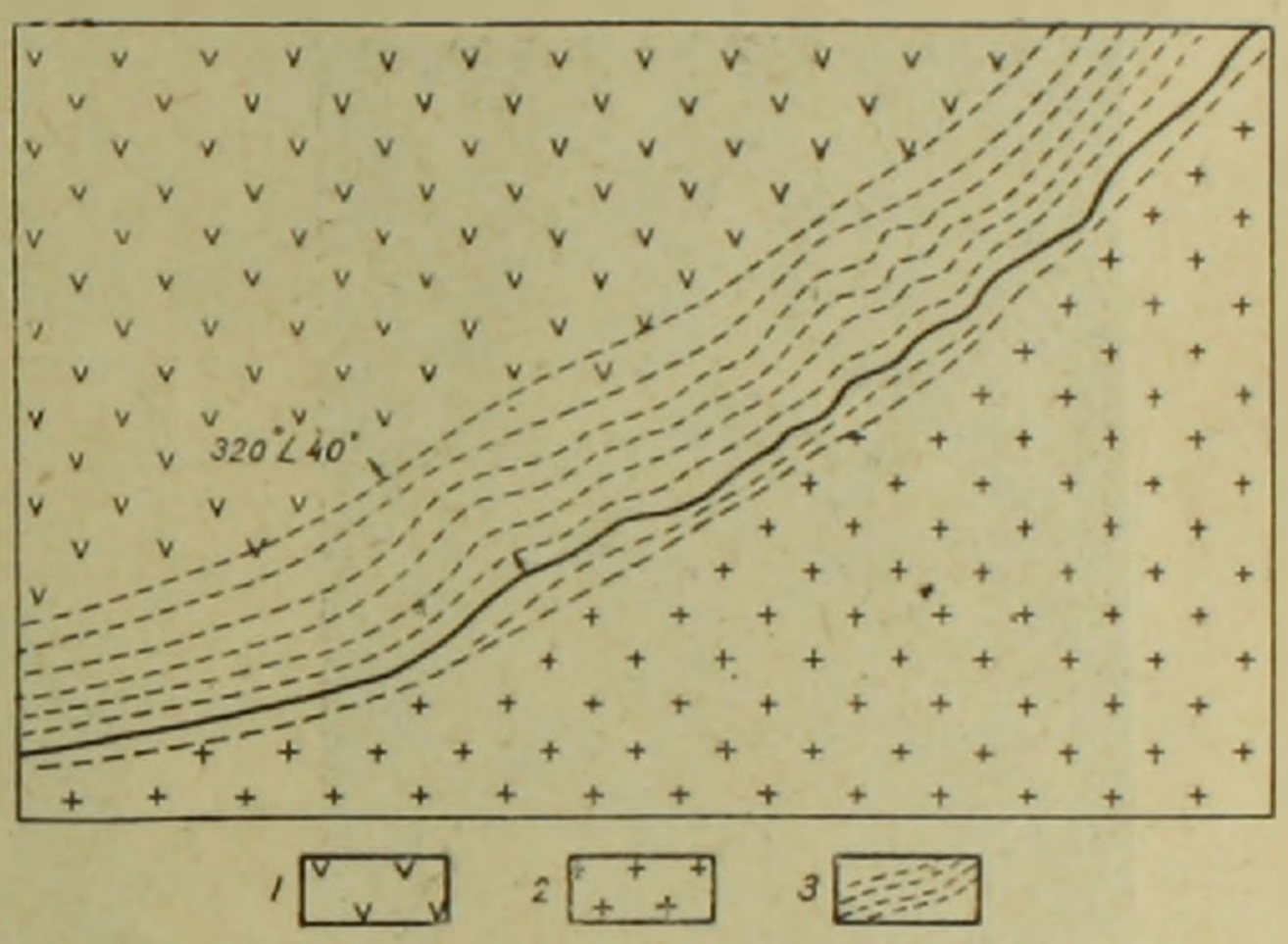
Особенности строения контактовых роговиков

В полосе контакта монцонитов с роговиками как в монцонитах, так и в роговиках отмечается четко выраженная сланцеватость, в основном параллельная плоскости контакта.

В роговиках сланцеватость часто приобретает волнистое очертание (фиг. 3). На некоторых участках вследствие более интенсивного изменения направления простирания сланцеватости эта волнистость переходит в мелкую складчатость. На фиг. 4 приведена зарисовка участка с мелкой складчатостью. Последние обычно располагаются непосредственно в контакте с монцонитами и, как правило, с удалением от интрузии исчезает мелкая складчатость и сланцеватость.



Фиг. 3. Зарисовка участка мелкой складчатости.



Фиг. 4. Характер сланцеватости на участке контакта монцонитов с роговиками.

Мелкая складчатость в зоне контакта характерна:

1. Осевые поверхности мелких складок совпадают с направлением падения контакта.

2. Складки характерны дисгармоничностью, выраженной в значительном раздувании замков складок. При этом, как видно из фото (фиг. 5), в крыльях складки роговая обманка ориентирована параллельно крыльям, а в замковой части она перпендикулярна своду складки.

Такое строение характерно для складок, образованных не изгибом пластов, а нагнетанием пластического материала. Аналогичная мелкая складчатость с характерным строением складок была описана А. А. Сорским [2].

Таким образом, описанные структурные формы, развитые в роговиках и монцонитах, являются результатом пластической деформации в период формирования роговиков, обусловленной пластическим течением материала при раздавливании. Очевидно, пластическому состоянию вещества в период деформации в значительной мере способствовала высокая температура при контактовом метаморфизме.

Наличие многочисленных ксенолитов монцонитов с ориентировкой в штоках микромонцонитов, а также интенсивное развитие мигматитов вдоль сланцеватости в роговиках свидетельствуют о возрасте формирования сланцеватости и мелкой складчатости, т. е. о возрасте пластической деформации, которая по времени совпадает с формированием контактовых роговиков в период максимального прогрева вмещающих пород. Проявление сланцеватости и в штоках микромонцонитов свидетельствует о неоднократном проявлении сланцеватости, связанном с более поздними тектоническими подвижками вдоль контакта интрузии с роговиками.

Мигматиты

В контактовой полосе монцонитов с роговиками на небольших участках развиваются типичные мигматиты (фиг. 6), представляющие собой ин-

Фиг. 5. Фото мелкой складчатости.

Фиг. 6. Мигматиты.

тенсивно рассланцованные роговики, пронизанные магматическим материалом, в основном монцонитами, пегматитом, частично аплитом. Среди мигматитов отмечаются: послойные, сетчатые, агматиты и теневые разновидности.

Высокотемпературная постмагматическая минерализация монцонитовой интрузии

Амфиболитизация и биотитизация

Вдоль северного контакта монцонитовой интрузии как в монцонитах в основном, так и в роговиках проявляется интенсивная амфиболитизация и биотитизация, охватывая сравнительно небольшие участки и площади.

изолированные друг от друга. Проявляются указанные образования в виде метасоматических прожилков, пятнистых и гнездообразных выделений амфибола (фиг. 7) в тесной ассоциации с магнетитом, а также площадной амфиболитизации на сравнительно небольших участках.

В монцонитах отмечаются также сравнительно крупные гнездообразные тела, размером 0,5 *м* в поперечнике, сложенные из крупных кристал-

Фиг. 7. Проявление амфиболитизации в монцонитах.

лов роговой обманки и магнетита. При такой амфиболитизации и биотитизации происходит полное превращение темноцветных минералов в роговую обманку и биотит, а помимо этого, значительное обогащение породы роговой обманкой и биотитом.

Амфиболитизация и биотитизация это довольно высокотемпературный процесс, который протекает в основном после формирования контактовых роговиков, пегматитовых, аплитовых жил, но до некоторых даек основного состава, генетически связанных с монцонитами.

Амфиболитизация накладывается на все более ранние образования монцонитовой интрузии (микромонцониты, аплиты) и метасоматически развивается по ним, что свидетельствует о более позднем проявлении амфиболитизации.

Кварц-турмалиновые жилы, турмалиновые прожилки и метасоматическая турмалинизация

Указанные образования имеют сравнительно небольшое распространение в рудном поле, однако в пределах монцонитовой интрузии отмечаются значительные площади с метасоматической турмалинизацией. Они так же, как и амфиболитизация, наложены на жильные породы ранней стадии формирования монцонитовой интрузии (микромонцониты, аплиты, пегматиты). Отмечаются турмалиновые солнца, метасоматические прожилки и пятнистые метасоматические замещения турмалина в аплитах. Помимо этого, в монцонитах отмечается также наложение турмалинизации на более раннюю амфиболитизацию. Турмалин в этом случае интенсивно развивается по амфиболу и биотиту. В кварц-турмалиновых жилах

помимо турмалина отмечаются: магнетит, шеелит, халькопирит, пирит, молибденит, биотит, хлорит, апатит, сфен и циркон.

Грейзенизированные аплиты в пределах рудного поля имеют весьма ограниченное распространение и представлены небольшими штокообразными телами мусковитизированных аплитов и аплитовидных пород. Такие мусковитизированные аплиты очевидно являются продуктами наиболее ранней стадии грейзенизации.

Мусковит образуется исключительно за счет биотита. Грейзенизацией охвачены не только аплитовые породы, но частично и вмещающие породы, однако такие грейзенизированные породы образуются главным образом за счет аплитов.

Такая локальная приуроченность грейзенизации к аплитовым штокам и их спорадическое развитие свидетельствует о весьма ограниченных масштабах проявления этого явления и, очевидно, значительной близости во времени их с внедрением аплитовых штоков.

Выводы

Изучение контактово-метаморфических пород Каджаранского рудного поля показало, что процессы метаморфизма проявились в рудном поле весьма интенсивно, как в экзоконтактовом ореоле монцонитовой интрузии — во вмещающих породах вулканогенно-осадочной толщи н. эоцена, так и в самой интрузии.

Процессы, приведшие к образованию метаморфических пород, относятся как к процессам магматической стадии развития интрузии, так и к постмагматической стадии.

Наиболее древними метаморфическими образованиями являются продукты термального метаморфизма. К ним относятся разнообразные по минералогическому составу контактовые роговики (пироксен-плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые и хлоритовые). Указанные роговики образовались за счет термального метаморфизма порфиритов исключительно благодаря высокому прогреву вмещающих пород вследствие отдачи тепла интрузией. Химический состав роговиков от порфиритов, за счет которых они образованы, не отличается. Это видно из химического состава порфиритов и различных типов роговиков. Чувствительного привноса вещества при образовании роговиков очевидно не происходило.

Второй этап метаморфизма пород обусловлен интенсивно сжимающими усилиями вследствие воздействия «рамы» интрузии на саму интрузию. В результате такого механического воздействия вмещающих пород на интрузию как в роговиках, так и в интрузии образуется четко выраженная сланцеватость, являющаяся проявлением пластической деформации.

После формирования гнейсовых фаций в контакте монцонитовой интрузии происходит процесс формирования мигматитов, которые представляют собой продукты магматического замещения. Среди мигматитов отмечаются многочисленные по форме типы: послойные, сетчатые, агматиты и теневые мигматиты.

После формирования мигматитов и полного застывания монцонитов наступает стадия метасоматического преобразования пород.

Анализ контактово-метасоматических пород Каджаранского рудного поля показал, что в рудном поле отмечается неравноценное проявление почти всех стадий постмагматических метасоматических процессов по классификации Д. С. Коржинского [1].

Наиболее ранним метасоматическим процессом является биотитизация, которая проявляется в контактовых роговиках. Здесь темноцветные минералы роговиков, пироксен и амфибол, подвергаются интенсивному замещению биотитом вплоть до полного их исчезновения. Этот процесс происходит при интенсивном привносе вещества в основном K_2O, Na_2O и SiO_2. Изменение химизма пород происходит в направлении увеличения K_2O, Na_2O и SiO_2. Таким образом, биотитизация обязана связыванию щелочей с железо-магнезиальными силикатами и по сути дела эта ранняя стадия метасоматоза, выраженная биотитизацией роговиков, обязана щелочному метасоматозу.

Более поздняя стадия метасоматического преобразования пород, представленная амфиболитизацией и биотизацией монцонитов и роговиков, обязана интенсивному железо-магнезиальному метасоматозу.

Как ранняя биотитизация, так и более поздняя амфиболитизация и биотитизация являются продуктами *ранней щелочной стадии постмагматических метасоматических процессов.*

Более поздние стадии метасоматических процессов в пределах рудного поля представлены весьма ограниченно. К указанным образованиям относятся спорадически развитые высокотемпературные кварц-турмалиновые жилы, метасоматические прожилки и солнца турмалина в аплитах, монцонитах, а также мусковитизированные аплиты.

Указанные образования можно расценивать как наиболее ранние стадии грейзенизации и несомненно относятся к более поздней стадии метасоматических процессов — *стадии кислотного выщелачивания.*

Изучение возрастных взаимоотношений между указанными контактово-метаморфическими и ранними высокотемпературными метасоматическими образованиями с различными дайковыми породами, широко развитыми в рудном поле (диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры I и II-го этапов внедрения, керсантиты и др.), показало резкий разрыв во времени формирования между ними. Все вышеописанные высокотемпературные метассоматиты пересекаются более молодыми дайками. С другой стороны, как на Центральном участке рудного поля, так и в периферийных участках повсеместно устанавливается дорудный возраст упомянутых даек. Это обстоятельство позволяет утверждать о значительной оторванности во времени между процессами формирования указанных высокотемпературных контактовых метассоматитов и процессами рудообразования. Последнее, очевидно, свидетельствует о том, что упомянутые метасоматиты не могут являться поисковым критерием при поиске оруденения.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23.IV. 1963.

К. А. КАРАМЯН

ՔԱՋԱՐԱՆԻ ՀԱՆՔԱՊԱՁԾԻ ԿՈՆՏԱԿՏ-ՄԵՏԱՄՈՐՖԱՅԻՆ ՊՐՈՑԵՍՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Քաջարանի հանքապաշտում մոնցոնիտային ինտրուզիայի եզրագոտում դրսևորվում է ուժեղ թերմալ մետամորֆիզմ։ Նյչերաքարերի հզոր (մինչև 400 մ) գոտին ստորաբաժանվում է երեք ֆացիաների՝ պլագիոկլազ-պիրոքսենային, պլագիոկլազ-հորնբլենդային և պլագիոկլազ-քլորիտային, որոնք համապատասխանում են կոնտակտային մետամորֆիզմի բարձր, միջին և ցածր ջերմաստիճանային ստադիաներին։

Մոնցոնիտների և եղջերաքարերի անմիջական կոնտակտում զարգացած է միգմատիտների ոչ մեծ գոտի, որն իրենից ներկայացնում է մագմատիկ տեղակալման արդյունք։

Մոնցոնիտներին հարող եղջերաքարերում զարգանում է մուգ գույնի միներալների (հորնբլենդ, պիրոքսեն) բիոտիտացում, որը կապված է ալկալային մետասոմատոզի հետ։ Բիոտիտացումից անմիջապես հետո վրա է հասնում բարձրջերմաստիճանային ամֆիբոլիտացման և բիոտիտացման նոր ալիք, որը կապված է երկաթա-մագնեզային ակտիվ մետասոմատոզի հետ։ Վերջինս հիմնականում զարգացած է մոնցոնիտներում և ավելի քիչ՝ եղջերաքարերում։

Ամֆիբոլիտացումից հետո առաջանում են բարձրջերմաստիճանային բվարց-տուրմալինային երակներ և մետասոմատիկ տուրմալինացում, ինչպես նաև ապլիտների թույլ գրեյզենացում։

Այսպիսով, Քաջարանի հանքապաշտում դրսևորվում են, ըստ Դ. Ս. Կորժինսկու դասակարգման, ինչպես մետամորֆիզմի ադմագտիկ ստադիայի արդյունքներ (եղջերաքարեր և միգմատիտներ), այնպես էլ վաղ ալկալային ստադիայի արդյունքներ (բիոտիտացում և ամֆիբոլիտացում), ինչպես նաև թթվային լվացման ավելի ուշ ստադիայի արդյունքներ (տուրմալինացում և գրեյզենացում)։

ЛИТЕРАТУРА

1 Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». 1955.

2 Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах Архея. Изд. АН СССР, 1952.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 3, 1963 Геологич. и географич. науки

Р. Н. ТАЯН

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ИНТРУЗИИ ПОРФИРОВИДНЫХ ГРАНИТОВ И ГРАНОДИОРИТОВ МЕГРИНСКОГО ПЛУТОНА

В процессе детальной геологической съемки в пределах интрузии порфировидных гранитов и гранодиоритов (3-я фаза Мегринского плутона по С. А. Мовсесяну (1953) и С. С. Мкртчяну [2]) выяснился сложный характер строения изучаемого интрузивного комплекса.

Проводимые до сего времени исследования не дали реальной картины геологического строения данной интрузивной фазы. По имеющимся литературным данным, этот интрузив является результатом одноактного внедрения с постепенными переходами между петрографическими разновидностями, выделяемыми в пределах отмеченной интрузивной фазы.

При изучении магматизма 3-й фазы Мегринского плутона выяснилась необходимость выделения, в пределах указанной фазы, отдельных интрузивных подфаз. В отличие от понятия «субфаза», по М. А. Фаворской [3], или «дополнительные интрузии», по В. С. Коптев-Дворникову [1], образование пород, слагающих выделенные подфазы, не связано с местными локальными перемещениями расплава или дифференциацией его в верхних горизонтах земной коры, а являются равнозначными интрузивными образованиями, внедрившимися из общего глубинного бассейна.

Интрузивные подфазы и их возрастные взаимоотношения

1-я подфаза. Порфировидные граниты.

Порфировидные граниты представлены дайкообразным телом, вытянутым в север—северо-западном направлении от района Дебаклинского перевала, где мощность выхода составляет около 750 *м*, по тектонической зоне Дебаклинского разлома до северного контакта интрузии порфировидных гранитов и гранодиоритов с вмещающими породами, образуя здесь раздув, мощность которого достигает 3 *км*. Северо-восточный контакт порфировидных гранитов (висячий бок) приурочен к зоне разлома и имеет падение на восток и северо-восток под углом 50—60°. Протяженность выходов пород 1-й подфазы около 17 *км*, площадь выходов составляет 12 *км*^{2}. Макроскопически представлены серовато-розовыми крупнозернистыми породами с порфировыми выделениями калишпата и кварца. Темноцветные минералы представлены биотитом.

Взаимоотношения порфировидных гранитов с породами более ранних фаз внедрения хорошо наблюдаются в ряде обнажений. Так, на северо-западе (верховье *р.* Капутджих) описываемые породы контактируют с по-

родами 2-й фазы Мегринского плутона. Вмещающие породы на указанном участке прорываются апофизами порфировидных гранитов мощностью до 30 *см*. В эндоконтактовой зоне порфировидных гранитов устанавливаются ксенолиты пород 2-й фазы плутона.

Второй участок контакта порфировидных гранитов с останцами пород 2-й фазы плутона находится в районе Дебаклинского перевала. Здесь установлено множество апофиз, прорывающих породы Дебаклинского останца. На этом участке отмечаются также крупные ксенолиты монцонитовой интрузии, захваченные интрузией порфировидных гранитов. Ксенолиты монцонитовой интрузии отмечаются и в Дебаклинском останце пород 2-й фазы Мегринского плутона.

II-я подфаза. Порфировидные гранодиориты Мяканского типа.

Представлены среднезернистыми светло-серыми породами с редкими порфировыми выделениями калишпата. Темноцветные минералы — биотит, роговая обманка.

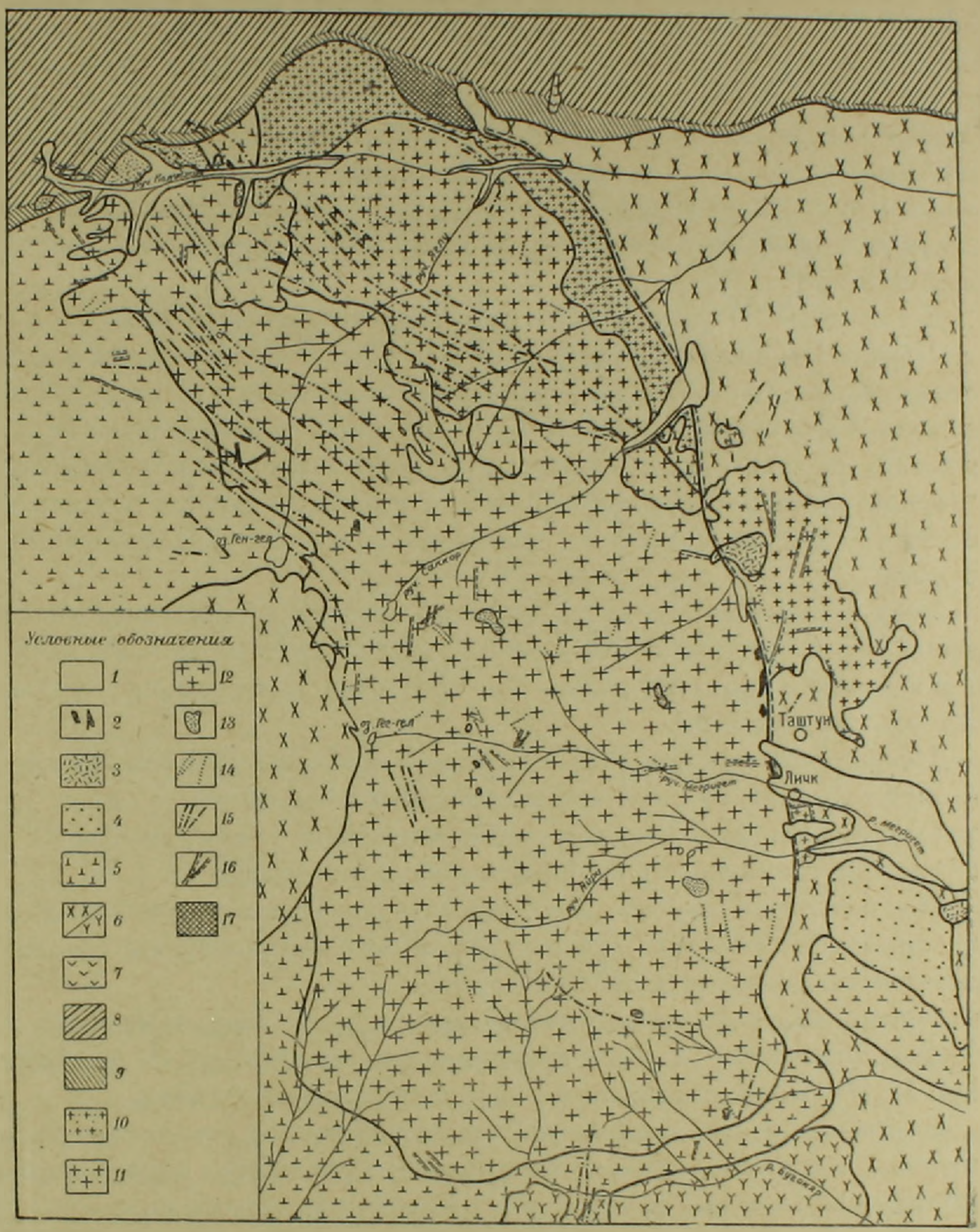
Интрузивный контакт порфировидных гранодиоритов Мяканского типа с порфировидными гранитами I-й подфазы прослеживается от среднего течения *р.* Капуджих, на севере, образуя дугу, проходит далее на восток и протягивается до Дебаклинского перевала. Падение контакта везде на север и северо-восток под углом от 30 до 50°. Отмечаются также участки с углами падения до 65°. Это, в основном, участки, где порфировидные гранодиориты 2-й подфазы образуют заливы в породы более ранней подфазы порфировидных гранитов. Такой участок описан на северо-востоке интрузии, в 500 *м* южнее места слияния *рр.* Давачи и Капуджих. Контакт здесь глубоко вдается в порфировидные граниты, образуя своеобразную апофизу длиной 20 *м* при мощности до 15 *м*. Апофиза имеет хорошо выраженную закалку в эндоконтакте, а структура породы из самого контакта апофизы под микроскопом является гранит-порфировой с отдельными участками гранофировой структуры основной массы.

Апофиза близширотного простирания мощностью в 1 *м* установлена нами по *р.* Мякан, в 200 *м* севернее русла. Закалка в эндоконтактах апофизы выражена хорошо.

Апофиза порфировидных гранодиоритов 2-й подфазы была описана нами также в порфировидных гранитах по отвальной дороге над Каджаранским месторождением. Апофиза прослеживалась на расстоянии около 3 *м* при мощности 30 *см*. Азимут простирания апофизы СЗ 305°, падение на ЮЗ под углом 30°.

Часто в контакте описываемых подфаз отмечаются маломощные (1—15 *см*) жилы аплитов, использовавшие для внедрения легко доступную контактовую плоскость.

Контакт порфировидных гранодиоритов 2-й подфазы с разрозненными останцами пород 2-й фазы Мегринского плутона прослеживается в общей сложности на расстоянии 6 *км*. Контакт между указанными породами устанавливается четко, и здесь наблюдаются прекрасные примеры апофиз. Такая апофиза отмечена в 600 *м* на юг — юго-запад от вершины Дараюрт и прослеживается на 200 *м* в породах 2-й фазы. Мощность апофизы, 4,5 *м*.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта интрузии порфировидных гранитов и гранодиоритов Мегринского плутона.

ИГН АН АрмССР 1962 г. Составил Р. Н. Таян

1. Четвертичные отложения. 2. Дациты эффузивные. 3. Дациты экструзивные. 4. Песчано-глинистая толща (плиоцен). 5. Породы II-ой фазы Мегринского плутона. 6. Породы I-ой фазы Мегринского плутона. 7. Габбро. 8. Вулканогенно-осадочная толща (ниж. эоцен). 9. Контактовые роговики. 10. Породы I-ой подфазы. 11. Породы II-ой подфазы. 12. Породы III-ей подфазы. 13. Аплитовидные граниты. 14. Жильные породы I-го этапа внедрения. 15. Жильные породы II-го этапа внедрения. 16. Линии нарушений. 17. Вторичные кварциты.

Наличие многочисленных апофиз порфировидных гранодиоритов Мяканского типа в породах 1-й подфазы, а также петрографические наблюдения дают нам возможность выделить первые в самостоятельную 2-ую подфазу 3-й фазы Мегринского плутона. Выделенная подфаза занимает обособленное положение, не имея общих контактов ни с породами, вмещающими плутон, ни с породами монцонитовой фазы. Возрастные взаимоотношения между подфазами в пределах самой интрузии однозначно показывают относительное время ее внедрения. Площадь выходов подфазы 26 *км*^{2}.

3-я подфаза. Порфировидные гранодиориты Личского типа.

Породы 3-й подфазы имеют наибольшее развитие в пределах изучаемого интрузивного комплекса. Площадь выходов составляет около 145 *км*^{2}. Длинная ось интрузива вытянута в северо-западном направлении по азимуту 330°, его длина около 20-ти *км*. Макроскопически представлены светло-серыми крупнозернистыми породами с крупными вкрапленниками калишпата, плагиоклаза и роговой обманки. Отмечаются вкрапленники типа рапакиви.

Угол падения контактов описываемой подфазы не постоянен и меняется от 30° в контакте с породами 2-й подфазы на северо-востоке, до 60—70° в контакте с породами ранних фаз внедрения по восточному, западному и южному контактам.

Макроскопически и под микроскопом в эндоконтактовых зонах пород 3-й подфазы хорошо выделяется эндоконтактовая фация с криптовой структурой в шлифах. Мощность эндоконтактовой фации достигает 1 *км* на участках, где мощность самой интрузии не превышает 2—3 *км*.

Для выяснения относительного возраста подфазы порфировидных гранодиоритов Личского типа рассмотрены их взаимоотношения с породами раннеописанных фаз и подфаз внедрения.

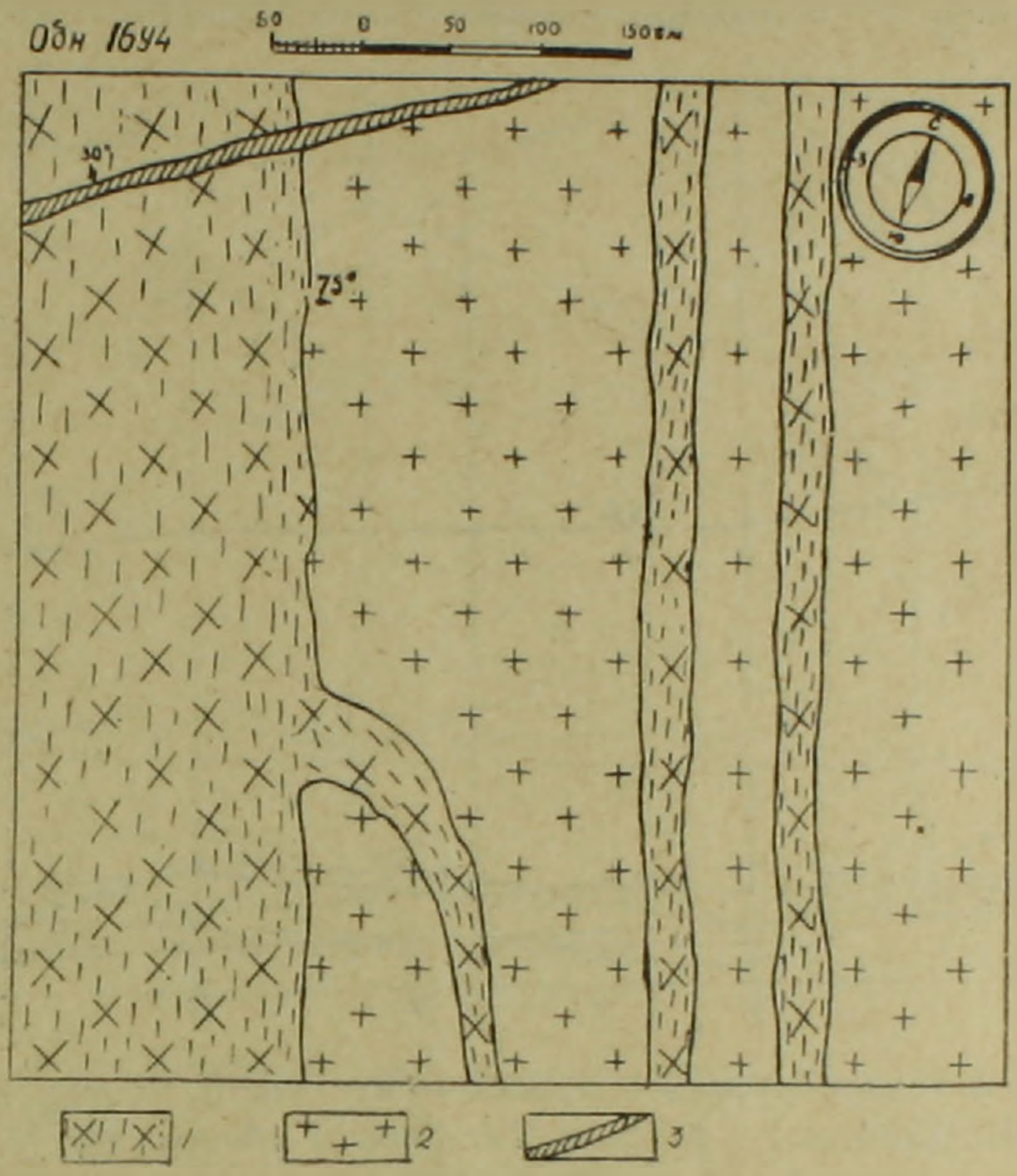
Прорывание пород монцонитовой фазы плутона апофизами пород 3-й подфазы отмечается в ряде пунктов как на западе, так и на востоке (фиг. 1). Эндоконтакты закалки в апофизах хорошо выражены.

Апофизы Личских порфировидных гранодиоритов отмечаются также в породах 2-й фазы Мегринского плутона. В скальных выходах юго-восточнее озера Гёк-гёл 1-ое отмечаются 4 апофизы мощностью до 5 м, прорывающие породы 2-й фазы. Апофизы имеют параллельное простирание. Эндоконтакты закалки хорошо выражены. В верховьях правой составляющей *р.* Яглу, северо-западнее вершины Алун (Алунский останец), на расстоянии 600 *м*, прорывается целым рядом апофиз мощностью от 1 до 2,5 *м*.

Помимо наличия описанных апофиз на этом же участке отмечаются крупные оплавленные ксенолиты пород 2-й фазы, захваченные интрузией гранодиоритов Личского типа.

Наибольшее скопление подобных ксенолитов устанавливается в водораздельной части между *рр.* Яглу и Капуджих на северо западе интрузии. На этом участке 3-я интрузивная подфаза образует дугообразный выступ в породах банатитовой фазы плутона, отделяя Дараюртский останец, с образованием мощной зоны эруптивных брекчий.

Возрастное взаимоотношение между порфировидными гранодиоритами 2-й и 3-й подфаз однозначно доказывается на основе наличия многочисленных апофиз последних в породах 2-й подфазы. Так, в верховьях р. Мякан отмечаются многочисленные апофизы, прорывающие породы 2-й подфазы. Описанное явление устанавливается также на дороге, ведущей



Фиг. 2. Породы 3-й подфазы. 2. Породы 2-й подфазы. 3. Жила аплита.

к Дебаклинскому перевалу, в 1,5 *км* юго-западнее перевала. Азимут простирания апофиз СЗ 340°∠90°, мощность 3 *м*.

Возрастные взаимоотношения двух описываемых подфаз хорошо устанавливаются также на водоразделе Мегринского хребта (в 2 *км* запад—юго-западнее Дебаклинского перевала) (фиг. 2).

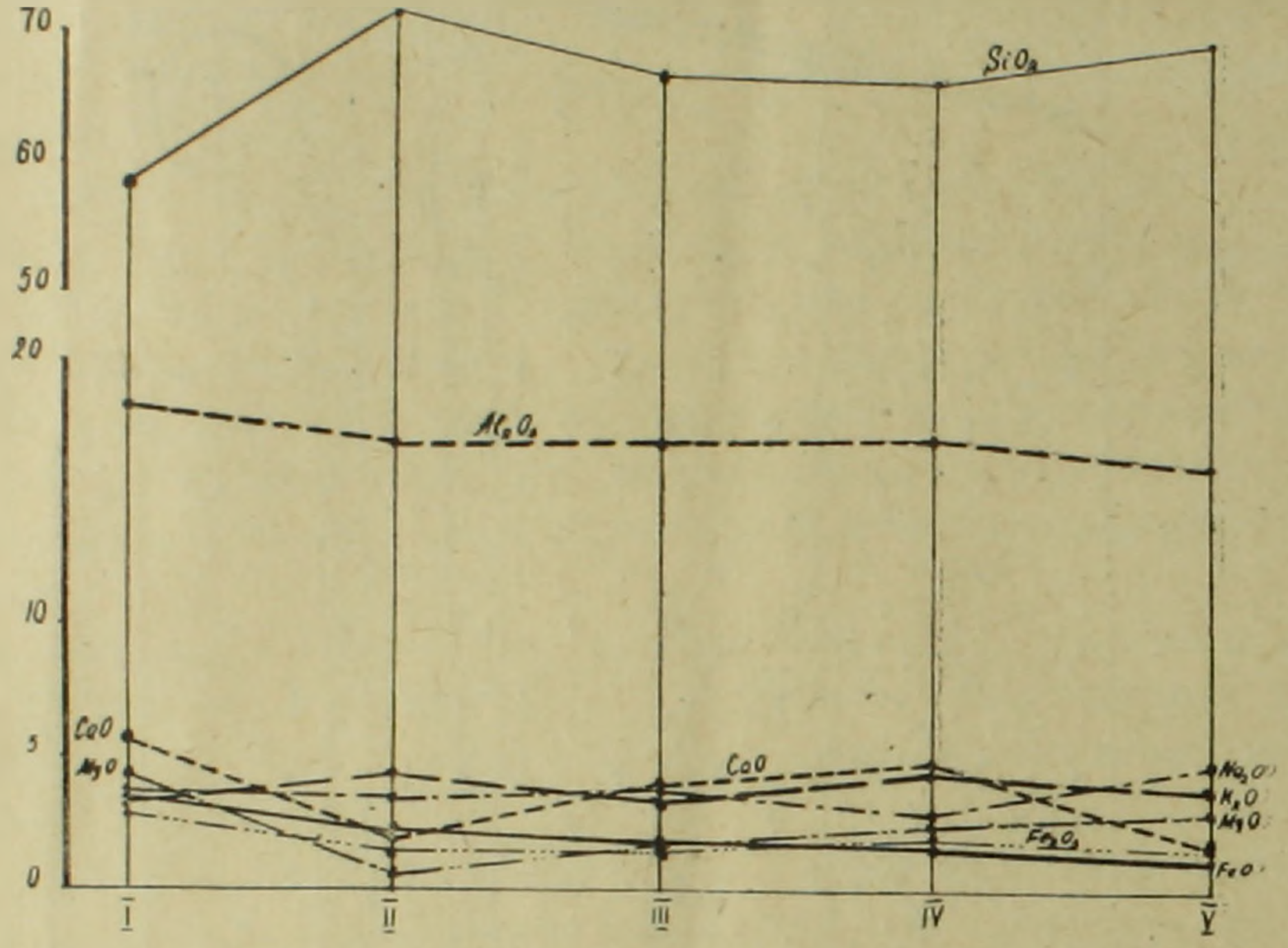
Таким образом, имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет выделить в изучаемом интрузивном комплексе породы трех подфаз в следующей последовательности их внедрения: 1) подфаза порфировидных гранитов, 2) подфаза порфировидных гранодиоритов Мяканского типа и 3) подфаза порфировидных гранодиоритов Личского типа.

Внедрение пород отдельной выделяемой подфазы не завершается гидротермальными и дайковыми образованиями 2-го этапа, что является основным препятствием для выделения указанных разновозрастных внедрений в самостоятельные фазы, в широком смысле этого понятия, доказанного нами для 2-й и 3-й фаз Мегринского плутона.

В данном сообщении нами основное внимание уделяется чисто геологическим критериям, которые, по нашему мнению, являются наиболее объ-

ективными. Изучение химизма, прототектоники, а также петрографические исследования пород выделяемых интрузивных разновидностей полностью подтверждают полевые наблюдения.

На вариационной диаграмме (фиг. 3), показывающей изменение содержания главных окислов в породах 2-й и 3-й фаз Мегринского плутона, видно, что наиболее кислыми породами (по содержанию калия и кремне-



Фиг. 3. I. Породы 2-фазы Мегринского плутона. II. Породы 1-й подфазы. III. Породы 2-й подфазы. IV. Породы 4-й подфазы. V. Аплитовидные граниты.

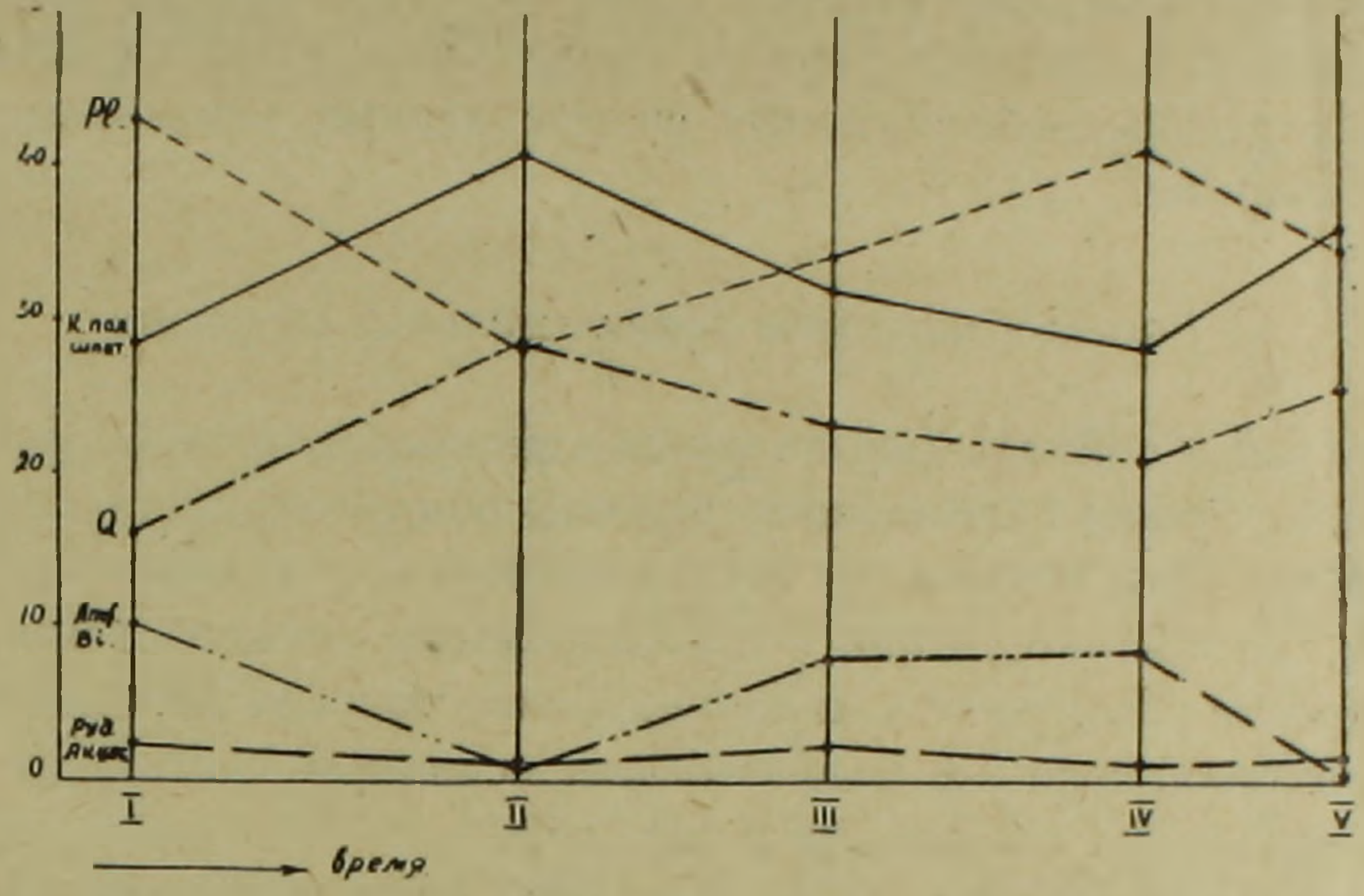
зема) являются порфировидные граниты 1-й подфазы. Такая же закономерность наблюдается и на вариационной диаграмме, составленной по количественно-минералогическим подсчетам в отмеченных породах (фиг. 4).

Таким образом, каждая последующая интрузивная подфаза в пределах 3-й фазы Мегринского плутона имеет сравнительно более основной петрографический состав и значительно большую площадь развития (соответственно 12, 26 и 145 $км^2$).

Установленная последовательность внедрения в пределах изучаемого интрузивного комплекса (от кислых разностей к более основным) не характерна для магматизма Мегринского плутона и не отмечается в литературе по другим регионам СССР. Объяснение наблюдаемой последовательности внедрений, по-видимому, в следующем:

Первая, сравнительно небольшая порция магмы, образовавшая порфировидные граниты 1-й подфазы, использовала для внедрения подвижную тектоническую зону, заложенную по контакту пород монцонитовой [1] и банатитовой [2] фаз Мегринского плутона. Раскрытие такой зоны, по-видимому, не сопровождалось образованием большого количества обломков вмещающих пород, что не благоприятствовало явлениям ассимиляции. Некоторым подтверждением значительной роли ассимиляции в об-

разовании петрографических разновидностей пород является то, что в порфировидных гранитах отмечаются участки (район Дебаклинского перевала), где породы описываемой подфазы более меланократовые и представлены роговообманковыми разностями. Состав этих пород близок к гранодиоритам. Подобный состав имеют породы Мегринского и Агарак-



Фиг. 4. I. Породы 2-й фазы Мегринского плутона. II. Породы 1-й подфазы. III. Породы 3-й подфазы, IV. Породы 4-й подфазы. V. Аплитовидные граниты.

ского штоков, отличающихся от описываемых разностей отсутствием вкрапленников калишпатов. Внедрение магмы, образовавшей породы 2-й подфазы, сопровождалось раскрытием камеры в теле самой банатитовой фазы Мегринского плутона, что привело к раскалыванию вмещающих пород и последующей ассимиляции их. По-видимому, сравнительно кислый состав магмы более ранних подфаз обусловлен также процессами дифференциации глубинного магматического очага с образованием в верхних частях его более кислых магм.

Дополнительные интрузии.

Аплитовидные граниты

Имеют наибольшее развитие в центральной части 3-й подфазы. Макроскопически аплитовидные граниты—светло-розовые мелкозернистые породы с небольшим содержанием биотита и редкими вкрапленниками плагиоклаза размером до 0,5 *см*.

В двух пунктах — на юго-восточном склоне г. Хочакар и на крайнем юго-востоке интрузии—удалось видеть форму залегания описываемых тел, выполняющих пологие эндогенные трещины и образующих площадные выходы. Видимая мощность описываемых залежей не превышает 8—10 *м*.

Наиболее крупный выход аплитовидных гранитов отмечается на крайнем северо-западе интрузии и контактирует с породами, вмещающими интрузию. Площадь выхода около 1 *км*^{2}. Отмеченные аплитовидные граниты более обогащены биотитом и представлены среднезернистыми разно-

стями. В нескольких пунктах установлено пересечение гранит-аплитовых залежей жилами аплитов.

Выходы аплитовидных гранитов устанавливаются только в 3-й подфазе и отсутствуют в двух предшествующих подфазах, а также в породах ранних фаз Мегринского плутона. Последнее дает основание утверждать о генетической связи аплитовидных гранитов с 3-й интрузивной подфазой, дифференциация которой в верхних структурных этажах привела к образованию отдельных обособленных очагов, давших отмеченные дополнительные интрузии.

Роговообманковые дополнительные интрузии

В пределах описываемой интрузии отмечаются штокообразные и дайковые тела, сильно обогащенные роговой обманкой, составляющей 30—35% породы. Приурочены эти тела, в основном, к эндоконтактовой зоне интрузии. То обстоятельство, что описываемые штокообразные и дайковые внедрения развиты не только в наиболее молодой 3-й подфазе, но и в эндоконтактовой зоне 2-й подфазы, дает основание считать их образованиями, генетически связанными с первыми.

В данном случае, как и для описанных выше дополнительных интрузий, можно предположить о существовании локального очага, дифференциация в котором шла в сторону накопления мафических компонентов. Последнему способствовала ассимиляция основных пород, захваченных интрузией.

Помимо вышеописанных инъекций, в пределах порфировидных гранодиоритов 3-й подфазы отмечаются небольшие участки сходных по составу пород, образовавшихся на месте, без каких-либо признаков их перемещения. Отмеченные породы приурочены к участкам скопления ксенолитов, которые интенсивно гранитизированы и содержат фенокристы калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

Привнос в ксенолиты Si и K, а также летучих компонентов, образовавших акцессорные минералы, сопровождался выносом Ca, Mg, Fe, в результате чего вокруг ксенолитов происходила интенсивная перекристаллизация с образованием амфибола. Образование обогащенных роговой обманкой участков вокруг оплавленных местных ксенолитов, вмещающих интрузив пород, дает основание предположить подобный характер образования амфибола в глубинных условиях.

Резюмируя изложенное, мы приходим к следующим выводам:

1. Интрузия порфировидных гранитов и гранодиоритов Мегринского плутона образовалась в результате внедрения пород трех обособленных интрузивных подфаз из общего глубинного бассейна.

2. Внедрение отдельной подфазы не завершается гидротермальными и дайковыми образованиями 2-го этапа, что является основным препятствием для выделения их в самостоятельные фазы.

3. Не характерная для магматизма Мегринского плутона последовательность внедрения интрузивных подфаз (от кислых разностей к более

основным) объясняется нами различной степенью ассимиляции вмещающих пород кислой магмой при формировании выделяемых интрузивных разновидностей.

4. Образование дополнительных интрузий связано с явлениями дифференциации, в результате которой образуются локальные очаги в верхних структурных горизонтах интрузии после ее внедрения, обогащенные мафическими элементами, и отдельные очаги, обогащенные Si и K.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23.IV. 1963.

ՏԱՅԱՆ Ռ. Ն.

ՆՈՐ ՏՎՅԱԼՆԵՐ ՄԵՂՐՈՒ ՊԼՈՒՏՈՆԻ ՊՈՐՖԻՐԱՆՄԱՆ ԳՐԱՆԻՏՆԵՐԻ ԵՎ ԳՐԱՆՈԴԻՈՐԻՏՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԻ ՄԱՍԻՆ

Ամփոփում

Մեղրու պլուտոնի 3-րդ ֆազի մագմատիզմի ուսումնասիրությունը և մանրամասն երկրաբանական հանույթը թույլ տվեցին նշված ֆազի սահմաններում առանձնացնել առանձին ինտրուզիվ ենթաֆազեր: Ենթաֆազերի ապարների առաջացումը չի կապված երկրակեղևի վերին հորիզոններում հալոցքի տեղական տեղափոխությունների կամ նրա դիֆերենցիացիայի հետ. դրանք հանդիսանում են հավասարարժեք ինտրուզիվ առաջացումներ, ներդրված ընդհանուր խորքային մագմատիկ ավազանից: Այս հաջորդականության մեջ հիմնական ուշադրությունը դարձվում է երկրաբանական չափանիշներին, որոնք ըստ հեղինակի կարծիքի ամենից օբյեկտիվ են: Այսպես, ըստ դիտված և նկարագրված բազմաթիվ փոխադարձաբար հատող ապոֆիզների, 3-րդ ֆազի սահմաններում առանձնացվում են հետևյալ երեք ենթաֆազերը ըստ ներդրման հաջորդականության.

1. Պորֆիրանման գրանիտների ենթաֆազ.

2. Մյականի տիպի պորֆիրանման գրանոդիորիտների ենթաֆազ,

3. Լիճքի տիպի պորֆիրանման գրանոդիորիտների ենթաֆազ:

Յուրաքանչյուր հաջորդող ինտրուզիվ ենթաֆազ ունի համեմատաբար ավելի հիմնային պետրոգրաֆիական բաղադրություն և գրավում է նշանակալիորեն ավելի մեծ մակերես (12, 26 և 145 կմ քառ. համապատասխանաբար):

Մեղրու պլուտոնի համար ոչ հատկանշական ներդրման հաջորդականությունը թթու տարատեսակներից դեպի ավելի հիմնայինները, հեղինակի կողմից բացատրվում է թթու մագմայի կողմից շրջապատող ապարների տարբեր աստիճանի ասիմիլյացիայով:

Նկարագրվում են նաև լրացուցիչ ինտրուզիաները, որոնց առաջացումը բացատրվում է դիֆերենցիացիայի երևույթներով և տեղական տրոհված օջախների առաջացմամբ՝ վերին ստրուկտուրային հորիզոններում հալոցքի ներդրումից հետո:

ЛИТЕРАТУРА

1. **Коптев-Дворников В. С.** Интрузивы гранитоидной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. Матер. к II Всесоюзному петрографическому совещанию. Изд. АН УзбекССР, Ташкент, 1958.
2. **Мкртчян С. С.** Зангезурская рудоносная область АрмССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1958.
3. **Фаворская М. А.** Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. Изд. АН СССР, М., 1956. Тр. ИГЕМ, вып. 7.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 3, 1963 Геологич. и географич. науки

ГЕОГРАФИЯ

Г. С. АБРАМЯН, А. Б. БАГДАСАРЯН

ЗНАЧЕНИЕ ТРУДОВ В. И. ВЕРНАДСКОГО ДЛЯ СОВРЕМЕННЫХ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В конце XIX и в начале XX вв. в науке о Земле произошли громадные сдвиги, обусловленные не только широким применением диалектического метода, но и быстрым расцветом таких теоретических наук, как физика, астрофизика, химия и т. д., позволивших с совершенно новых позиций рассматривать процессы и явления, происходящие в природе. Быстрому развитию естественных наук способствовал также небывалый технический прогресс, вооруживший науку необычайно сложными и тонкими приборами для исследования сложных процессов, происходящих в различных сферах нашей планеты.

Наряду со становлением геофизики, как самостоятельной науки о физических явлениях и процессах, происходящих на Земле, сильно развиваются география и геология, науки древние, которые все более и более вбирают достижения современных точных наук, постепенно превращаясь от пространственно описательных (так наз. хорологических) в науки, изучающие сложные временно-пространственные взаимодействия и взаимосвязи процессов, происходящих в географической среде при определенных термодинамических условиях.

Постепенно формировалось понятие географической оболочки, т. е. сферы взаимопроникновения и взаимодействия литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы, являющейся производной соприкосновения этих сфер и лучистой энергии Солнца.

Вместе с глубокой дифференциацией наук, изучающих отдельные слагаемые природной среды, климатологии, почвоведения, биогеографии, отмечается усиление синтетических наук, таких, как география, геология и т. д. Возникают новые дисциплины на пограничных областях: геофизика, геохимия, геоботаника и т. д.

Многие крупные естествоиспытатели: В. В. Докучаев, А. И. Воейков, Д. Н. Анучин, В. А. Вернадский в своих трудах по-новому подходят к изучению природных явлений и процессов. По этому поводу В. И. Вернадский писал: «Мы живем на повороте в удивительную эпоху истории человечества. События чрезвычайной важности и глубины в области человеческой мысли.

Основы наших взглядов на «Вселенную», на «Природу» — на то еди-

ное целое, о котором так много говорили в XVIII в. и в течение I половины XX столетия, преобразуется на наших глазах с небывалой быстротой». И далее «можно сказать, что никогда в истории человечества идея и чувства единого целого, причинной связи всех научно наблюдаемых явлений не имели той глубины остроты и ясности, какой они достигли сейчас в XX столетии» [7].

Уже в начале XVIII в. крупнейший географ А. Гумбольдт рассматривал природные явления и процессы в причинно-следственной взаимосвязи. Это направление получило сильное развитие в трудах В. В. Докучаева и его учеников. В учении о почвах, о всеобщих географических законах горизонтальной и вертикальной зональности проводится идея целостности природной среды и все процессы и явления рассматриваются с точки зрения взаимодействия сфер Земли под воздействием лучистой энергии Солнца.

Наряду с качественным, описательным исследованием географической среды, ставится проблема изучения количественных характеристик, а, следовательно, и превращения количественных изменений в новые, качественные. Так, например, А. И. Воейков задачей современной климатологии считал изучение приходно-расходной книги лучистой энергии Солнца.

Многие рациональные идеи этих ученых нашли свое развитие в современной физической географии. Много нового внес в этом отношении своими замечательными трудами и В. И. Вернадский.

Научное наследство Владимира Ивановича Вернадского охватывает многие актуальные вопросы современного естествознания. Один из крупнейших ученых-естествоиспытателей В. И. Вернадский был создателем новых наук — геохимии и биогеохимии.

Владимир Иванович Вернадский известен как крупнейший минералог, кристаллограф, геохимик и биохимик, как выдающийся геолог. Но заслуги В. И. Вернадского в области такой науки, как физическая географиз, еще не достаточно освещены и оценены[1], между тем В. И. Вернадский был выдающимся географом. Все его крупные работы, такие, как «Биосфера», «История природных вод», «Проблемы биогеохимии», его мысли о «ноосфере», являются образцами широкого географического подхода к явлениям, их географической интерпретации.

Значение трудов В. И. Вернадского для физической географии проявляется в двух направлениях, тесно связанных друг с другом. С одной стороны — это «географичность» его трудов, с другой — теоретическое и методическое значение этих трудов для новейших физико-географических исследований, намечающихся в настоящее время.

Для правильной оценки значения трудов В. И. Вернадского необходимо кратко охарактеризовать современно состояние и основные научные проблемы физической географии, как науки.

---

[1] Единственной, известной нам работой, освещающей заслуги В. И. Вернадского по географии, является статья Л. С. Берга «Значение трудов В. И. Вернадского для географии» [1, 2].

Предметом изучения физической географии является географическая оболочка Земли, охватывающая поверхность Земли (в широком смысле) в зоне взаимодействия нашей планеты с космосом. Географическая оболочка включает в себя земную кору, стратосферу (до границы ионизации), гидросферу, растительный и почвенный покров и животный мир, которые составляют единое целое. В процессе взаимодействия лучистой энергии Солнца и сфер земли литосфера, атмосфера, гидросфера и биосфера находятся в постоянном движении, вследствие чего в географической оболочке непрерывно происходят разнообразные физико-химические и биологические процессы. Под совокупным влиянием всех этих процессов происходит изменение и развитие географической оболочки по своим, только ей присущим законам.

Уже из этого краткого определения предмета физической географии становится ясным, что основные положения о геосферах и, особенно, о биосфере, разработанные В. И. Вернадским, являются доказательством, на геохимической основе, существования географической оболочки Земли. По представлению Вернадского, вследствие непрерывного перемещения элементов из одной геосферы в другую, каждая из геосфер находится в постоянно меняющемся процессе.

Развивая учение о единстве природных вод и о «всюдности» жизни, В. И. Вернадский пришел к замечательному выводу о «биосфере», где осуществляется взаимное проникновение жизни, атмосферы, гидросферы, и литосферы (коры выветривания): Жизнь в биосфере оказывает сильнейшее влияние на все эти геосферы. Понятие «Биосферы» по В. И. Вернадскому, таким образом, очень близко (хотя и не тождественно) к понятию «географическая оболочка» — предмета изучения физической географии.

Приведем характеристику биосферы, как ее понимает В. И. Вернадский... «живое вещество покрывает почти сплошным покровом поверхность Земли — сушу, охватывает все воды — моря. Несущая хлорофилл его часть улавливает почти всю световую лучистую энергию Солнца, достигающую земли,— превращает ее в мощный аппарат действенной химической энергии — источник существования всех вадозных минералов, перемещает на земной поверхности ежесекундно миллионы тонн атомов, создает такой мощный аппарат изменения нашей планеты, каким является свободный кислород» [3].

Здесь, перед нами нарисована яркая картина взаимодействия и взаимного влияния отдельных компонентов географической среды с биохимической точки зрения. Это одна из форм проявления сложного взаимодействия среды, где возникла и развивается жизнь, что является важнейшей особенностью географической оболочки. Вследствие этого происходит постоянный взаимообмен вещества и энергии между геосферами, что является отличительной чертой географической оболочки и, одновременно, основной движущей силой ее развития.

Учение В. И. Вернадского о геохимических циклах, нарисованная им картина постоянного перемещения химических элементов из одной геосферы в другую, красной нитью проходящая во всех его работах [4, 5, 8],

яркое доказательство основного свойства и основных особенностей географической оболочки на геохимическом материале. Наиболее интересна в этом отношении одна из последних работ В. И. Вернадского [6], где приведена таблица «Геологическая оболочка и геосферы Земли».

Не имея возможности в настоящем кратком сообщении привести эту таблицу и анализировать ее, укажем только, что в ней В. И. Вернадский обобщил воззрения на нашу планету на основе своих геохимических и биологических идей.

Географичность трудов В. И. Вернадского, его передовые взгляды на жизнь нашей планеты, его учения о воде и биосфере не могли не оказывать влияния на физическую географию, как науку. Мы позволим себе привести мнение одного из крупных теоретиков физической географии акад. А. А. Григорьева — «Таким образом в результате обмена веществ между биокомпонентами и неорганическими компонентами географической оболочки химический состав всех ее компонентов подвергается за многие миллионы лет геологической истории Земли сильнейшим изменениям. Он становится все сложнее, а строение географической среды не только все более сложным, но и все более высокоорганизованным. Разработкой многих из относящихся сюда вопросов наука обязана В. И. Вернадскому...». [9].

Сам В. И. Вернадский также ясно сознавал значение своих геохимических и биогеохимических идей для физической географии, когда писал: «В силу играющего в геохимии большую роль геологического вечного содержания она должна оказывать большое влияние на все географические науки, на физическую географию и особенно на океанографию, в частности. Ибо описательные географические науки, изучающие современное состояние Земли, приобретают при таком их распространении особое значение» [8].

Для изучения взаимообмена веществ и энергии между отдельными геосферами в настоящее время в физической географии выдвигается применение количественных методов исследования — метод балансов (и неорганические, и органические вещества), в первую очередь баланс тепла и влаги, количественный учет и баланс живого вещества. Как известно, в своих работах о природных водах и, особенно, о биосфере В. И. Вернадский очень остро ставил вопрос количественного учета вещества. Он первый из естествоиспытателей поставил и успешно решил вопрос о количестве живого вещества в биосфере, внес понятия меры и веса в живое вещество.

Применение идей В. И. Вернадского, в этом отношении, является несомненно серьезной помощью для физико-географических исследований.

Одной из важных проблем современной физической географии является проблема территориальной дифференциации географической оболочки, т. е. изучение регионального проявления взаимообмена вещества и энергии, зависящее от местных физико-географических факторов. В этом направлении, использовав геохимические построения В. И. Вернадского, в физической географии применяются новейшие геохимические методы изу-

чения ландшафта. Каждый ландшафт характеризуется своей особой геохимической формулой, пользуясь которой можно определить количественно, дефицитные для ландшафта элементы и соединения или, наоборот, избыточные. Здесь мы подходим вплотную к другой важной проблеме физической географии — к ее практическому применению. Геохимические формулы помогают разработать соответствующие мероприятия и изменить геохимическую формулу до оптимального для данной территории.

Закончим наше краткое сообщение словами академика Григорьева, что «плодотворное развитие физической географии возможно лишь... если станет физической географией на геофизической и геохимической основе» [9].

Институт геологических наук
АН АрмянскойССР

Поступила 14.IV. 1963.

Գ. Ս. ԱՔՐԱՀԱՄՅԱՆ, Ա. Բ. ԲԱՂԴԱՍԱՐՅԱՆ

Վ. Ի. ՎԵՐՆԱԴՍԿՈՒ ԱՇԽԱՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՆՇԱՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆԸ ԺԱՄԱՆԱԿԱԿԻՑ ՖԻԶԻԿՈ-ԱՇԽԱՐՀԱԳՐԱԿԱՆ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՀԱՄԱՐ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոշորագույն բնախույզ գեոքիմիկ Վ. Ի. Վերնադսկու վաստակը ֆիզիկական աշխարհագրության բնագավառում դեռևս շատ քիչ է լուսաբանված, մինչդեռ Վ. Ի. Վերնադսկին անգնահատելի աշխարհագրագետ էր: Նրա բոլոր խոշոր աշխատությունները՝ «Բիոսֆերան», «Բնական ջրերի պատմություն»-ը, «Բիոգեոքիմիայի պրոբլեմներ»-ը, նրա մտքերը «Բիոսֆերայի» մասին հանդիսանում են երևույթներին աշխարհագրական լայն մոտեցման և նրանց աշխարհագրական մեկնաբանման ցայտուն օրինակ:

Երկրագնդի ոլորանների՝ գեոսֆերաների և, հատկապես, բիոսֆերայի մասին իր հիմնական դրույթներով Վ. Ի. Վերնադսկին գեոքիմիական հիմքի վրա ապացուցեց երկրագնդի աշխարհագրական թաղանթի՝ ֆիզիկական աշխարհագրության ուսումնասիրության հիմնական առարկայի գոյությունը և այդ թաղանթի զարգացման օրինաչափությունները, որոնք բացահայտված էին աշխարհագրական գիտության կողմից:

Վ. Ի. Վերնադսկու ուսմունքը գեոքիմիական ցիկլերի մասին, քիմիական տարրերի մշտական տեղաշարժի մասին, մեկ գեոսֆերայից՝ մյուսը, լավագույն կերպով ապացուցում է ֆիզիկական աշխարհագրության կողմից առաջ բաշված դրույթը, գեոսֆերաների միջև նյութի և էներգիայի փոխադարձ կապի ու փոխանակության, և այդ կապակցությամբ ֆիզիկական աշխարհագրության հետազոտությունների մեջ քանակական մեթոդների կիրառման մասին: Բնական ջրերի, հատկապես, բիոսֆերայի մասին իր հայտնի աշխատություններում Վ. Ի. Վերնադսկին արում է նյութի քանակական հաշվառման հարցը: Նա առաջինն բնախույզների մեջ հարց բարձրացրեց և հաջողությամբ լուծեց բիոսֆերայում կենդանի նյութի քանակական ցուցանիշների մասին, ապացուցեց չափի և կշռի հատկացողությունը կենդանի նյութի համար:

Վ. Ի. Վերնադսկու գեոքիմիական ուսմունքի կիրառմամբ ֆիզիկական աշ-

խարհագրության բնագավառում այժմ դարգանում է ֆիզիկա-աշխարհագրական մի նոր ուղղություն, նոր ճյուղ՝ լանդշաֆտների գեոքիմիան—լանդշաֆտների հետազոտության գեոքիմիական մեթոդը, որն ունի ոչ միայն խոշոր տեսական, այլև չափազանց մեծ գործնական՝ տնտեսական նշանակություն։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Берг Л. С.** Значение трудов В. И. Вернадского для географии. Изв. Всесоюзного географ. общ., 1945, т. 77, вып. 1—2, стр. 22—27.
2. **Берг Л. С.** История русских географических открытий. АН СССР, М., 1947.
3. **Вернадский В. И.** Ход жизни в биосфере, Л., 1925.
4. **Вернадский В. И.** Биосфера, Л., 1926.
5. **Вернадский В. И.** История природных вод, Л., 1933.
6. **Вернадский В. И.** О геологических оболочках Земли как планеты. Изв. АН СССР, серия географ. и геофизич., № 6, 1942.
7. **Вернадский В. И.** Избранные сочинения, т. I, АН СССР, М., 1954.
8. **Вернадский В. И.** Избранные сочинения, т. V, АН СССР, М., 1960.
9. **Григорьев А. А.** Проблема взаимообмена вещества и энергии в литосфере, гидросфере и атмосфере и ее значение в общей теории физической географии. Изв. АН СССР, серия географич., 1952, № 4.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 3, 1963 Геологич. и географич. науки

ԲԻԲԼԻՈԳՐԱՖԻԱ

Հ. Հ. ՄԵՔԵՐՅԱՆ

BIBLIOGRAPHIE GEOGRAPHIQUE INTERNATIONALE. 1960.

Publiè sous les auspices de l'Union Gèographique Internationale avec le concours de l'Organisation des Nations Unies pour l'éducation, la science et la culture (UNESCO). Paris, Centre National de la Recherche Scientifique. 1962. 865 p.

Մատենագիտական այս արժեքավոր հրատարակությունը ֆրանսիական աշխարհագրագետների ընկերակցության 66-րդ հատորն է՝ աշխարհագրության վերաբերյալ։ Գիրքը բաղկացած է երկու հիմնական մասերից՝ Ա. Ընդհանուր մաս և Բ. Ռեգիոնալ մաս։

Գրականության ցանկը ընթերցողին մատուցվում է որոշ դասավորվածությամբ։ Այսպես օրինակ, սկզբում զետեղված է «Մեթոդիկա և ուսուցում» գլուխը, այնուհետև «Աշխարհագրական գիտությունների պատմություն» բաժինը, որտեղ առանձին նշված են հին և միջին դարերի, 14—17-րդ դդ. մեծ հայտնագործությունների և 18—20-րդ դարերի մասին աշխատությունները։ «Աշխարհագրական հայտնագործությունների պատմություն» բաժնում ընդգրկված գրականության ցանկերը նույնպես տրված են այդպիսի բաժանումներով։ Գրքի պատմական հատվածը եզրափակվում է «Պատմական աշխարհագրություն» գլխով։

Գրքի առաջին մասում են զետեղված նաև «Մաթեմատիկական աշխարհագրություն և քարտեզագրություն», «Կազմաբանություն և հարակից գիտություններ», «Օդերևութաբանություն», «Հիդրոլոգիա», «Կենսաաշխարհագրություն», «Մարդկային աշխարհագրություն» բաժիններն իրենց ենթաբաժիններով։

Գրքի առաջին մասի վերջում տեղ են գտել 40-ից ավելի «Բիբլիոգրաֆիաներ, տարեգրքեր, բառարաններ, կոնգրեսների նյութեր և կենսագրություններ»։

Մատենագիտության ինչպես առաջին մասի, այնպես էլ երկրորդ մասի շատ աշխատությունների նկարագրություններից հետո տրված են կարճ անոտացիաներ կամ անվանի աշխարհագրագետների գնահատականները, որոնք օգնում են էլ ավելի բազմակողմանի բնութագրելու տվյալ գիրքը կամ հոդվածը։ Մատենագիտությունն օգտագործողներին լայն տեղեկություններ տալու համար հաճախ հղումներ են արված նաև այլ բաժիններ՝ «տեսնել նաև...» նշումով։

Բիբլիոգրաֆիայում ընդգրկված է 1960 թ. բազմաթիվ լեզուներով լույս տեսած աշխարհագրական գրականությունը՝ 6500-ից ավելի աշխատություններ։

Գրքի երկրորդ մասում (էջ 274—803) գրականության ընդարձակ ցանկեր կան աշխարհի հինգ երկրամասերի երկրների վերաբերյալ։

Այս հատորի բիբլիոգրաֆիական ցանկերի պատրաստման աշխատանքներին մասնակցել են տարբեր երկրների հարյուրից ավելի պրոֆեսորներ, ասիստենտներ, դոկտորներ և այլն։ ՍՍՌՄ-ի մասին բիբլիոգաֆիան կազմել է Սորբոնի Համալսարանի պրոֆեսոր Պ. Ժորժը։ 230 անուն ծավալով բիբլիոգրաֆիական ցանկում տեղ են գտել ինչպես Սովետական Միության գիտնականների, այնպես էլ Փարիզում, Բեռլինում, Լոնդոնում, Պրագայում, Միլանում, Թուրինոյում և այլ քաղաքներում լույս տեսած բազմաթիվ աշխատություններ Սովետական Միության ֆիզիկական աշխարհագրության, բնակչության, քաղաքների, տնտեսական աշխարհագրության վերաբերյալ և ռեգիոնալ ուսումնասիրություններ։

Մատենագիտությունն օժտված է մի քանի օժանդակ ցանկերով. գրքի վերջում կա նաև հիշատակված աշխատությունների հեղինակների այբբենական ցանկը (էջ 804—855)։

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ականավոր գիտնական և մտածող ակադեմիկոս Վ. Ի. Վերնադսկու ծննդյան հարյուրամյակի առթիվ 3

Գեոքիմիա

Ա. Տ. Ասլանյան. *Երկրի ընդերքի ջերմաստիճանի և քիմիական կազմի մասին* . . . 5

Ռ. Տ. Ջրբաշյան, Է. Գ. Մալխասյան, Ա. Խ. Մնացականյան. *Հայկական ՍՍՌ-ի պալեոհրաբխային ֆորմացիաներում միկրոէլեմենտների տեղաբաշխման առանձնահատկությունների մասին* 15

Հ. Պ. Թույումջյան. *Բարգուշատի լեռնաշղթայի Սուրբ-քար (Փիր-կայա) ինտրուզիայի կոնտակտում ալկալային մետասոմատիտների առաջացումը* 29

Ա. Ի. Կարապետյան. *Գերմանիումը Հանքավանի ինտրուզիվ զանգվածի գրանիտոիդներում* 37

Բ. Մ. Մելիքսեթյան. *Մեղրու պլուտոնի գրանիտոիդների թորիի և հազվագյուտ հողերի գեոքիմիայի շուրջը* 45

Ա. Ս. Ֆարամազյան, Ա. Գ. Հակոբյան. *Ինդիումը Հայոցձորի հանքային շրջանի մի քանի երևակումներում* 61

Պետրոգրաֆիա

Կ. Ա. Քարամյան. *Քաջարանի հանքադաշտի կոնտակտա-մետամորֆային ապարները* . 67

Ռ. Ն. Տայան. *Նոր տվյալներ Մեղրու պլուտոնի պորֆիրանման գրանիտների և գրանոդիորիտների երկրաբանական կառուցվածքի մասին* 77

Աշխարհագրություն

Գ. Ս. Արահամյան, Ա. Բ. Բաղդասարյան. *Վ. Ի. Վերնադսկու աշխատությունների նշանակությունը ժամանակակից ֆիզիկո-աշխարհագրության հետազոտությունների համար* 87

Բիբլիոգրաֆիա

Հ. Հ. Մեբերյան. Bibliographie Geographique Internationale 93

СОДЕРЖАНИЕ

стр.

К столетию со дня рождения выдающегося ученого и мыслителя академика В. И. Вернадского . . . 3

Геохимия

А. Т. Асланян. О внутренней температуре и химизме Земли 5

Р. Т. Джрбашян, Э. Г. Малхасян, А. Х. Мнацаканян. Об особенностях распространения микроэлементов в палеовулканических формациях Армянской ССР 15

О. П. Туюмджян. Образование щелочных метасоматитов на контакте интрузии Сурбкар (Пир-кая) Баргушатского хребта. 29

А. И. Карапетян. К геохимии германия в гранитоидах Анкаванского интрузивного массива. 37
Б. М. Меликсетян. К геохимии иттрия и редких земель в гранитоидах Мегринского плутона. 45
А. С. Фарамазян, А. Г. Акопян. Рений в некоторых молибденовых рудопроявлениях Айоцдзорского рудного района 61

Петрография

К. А. Карамян. Контактово-метаморфические и метасоматические процессы Каджаранского рудного поля. 67
Р. Н. Таян. Новые данные о геологическом строении интрузии порфировидных гранитов и гранодиоритов Мегринского плутона. 77

География

Г. С. Абрамян, А. Б. Багдасарян. Значение трудов В. И. Вернадского для современных физико-географических исследований 87

Библиография

А. А. Мекерян. Bibliographie Geographique Internationale 93

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՀՈՒՆԴԱՄԵՆՏԱԼ ԳՐԱԴԱՐԱՆ

ВФ 07135 Заказ 196 Изд. 2289 Тираж 750

Сдано в набор 4/V 1963 г. Подписано к печати 26/VI 1963 г. объем 6 п. л.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР, Ереван, Барекамутян, 24