

ՀԱՍՆ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԳՐԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր), տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանր. գիտ. դոկտ. Է. Ա. Խաչատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), երկրա-հանր. գիտ. դոկտ. Յ. Գ. Հակոբյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Հ. Գ. Սաղաթյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Գ. Նազարով, երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Ս. Գ. Շիրինյան, Է. Ս. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Յարամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор), докт. геол.-мин. наук Ц. Г. Акопян, член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Бидалян, член-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, акад. АН Арм. ССР И. Г. Магакьян, акад. АН Арм. ССР А. Г. Назаров, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (заместитель ответственного редактора), докт. геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян (заместитель ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն

Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է՝
375019, Երևան 19, Բարեկամության 24ա.

Адрес редакции:
375019, Ереван 19, Барикамунян, 24а.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

<i>А. Т. Асланян.</i> Термо-гравитационный критерий изменения объема Земли	3
<i>А. Р. Арутюнян.</i> Особенности блокового строения и структурного плана поверхности эпипайкальского основания центральной и северо-западной частей Армянской ССР	11
<i>Л. Б. Нагапетян.</i> Условия кристаллизации долеритовых базальтов по экспериментальным данным	24
<i>В. Е. Варганесов.</i> К вопросу о распределении металлогенных элементов в породах Агаракского рудного поля	31
<i>А. А. Коджоян, Св. С. Мкртчян.</i> О химическом составе сфалеритов из колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений Алаверди—Кафанского металлогенического пояса	38
<i>Г. Б. Межлумян.</i> Мушкетовит в железных рудах месторождений Цакери-дош и Мисхана	38
<i>С. Н. Назаретян, С. С. Казарян.</i> Опыт классификации глубинных разломов территории Армянской ССР, выявленных по данным геофизики	54
<i>Е. Г. Заверьян.</i> Исследование давления горных пород в тоннелях	63
<i>Ю. А. Мурадян.</i> Полезные ископаемые и горнорудная промышленность Турции	70

Краткие сообщения

<i>Н. Р. Азарян, Н. Х. Петросов.</i> О нештунических дайках в юрских отложениях Вайка (Армянская ССР)	78
---	----

Рецензии

<i>И. Г. Магакьян.</i> О работе «Металлогения СССР», выполненной коллективом ВСЕГЕИ	83
<i>А. Г. Казарян, Э. Х. Гулян.</i> Важное направление в генетической минералогии (О книге <i>Д. П. Григорьева</i> и <i>А. Т. Жабина</i> «Оптогенная минералогия»)	86

Критика и дискуссии

<i>К. И. Карапетян.</i> К вопросу о верхнеплиоцен-четвертичных магматических формациях Армении	89
--	----

Потери науки

Памяти Владимира Гавриловича Грушевого	97
--	----



**ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿԻՐԻ ՄԱՍԻՆ**

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Տ. Ասլանյան. Երկրի ծավալի փոփոխության թերմոգրավիտացիոն շափանիչը	3
Ա. Խ. Հաբուրյունյան. Հայկական ՍՍՀ կենտրոնական և Հյուսիս-արևմտյան մասերի կոլերայկալյան հիմքի բյուրեղային կառուցվածքի և նրա մակերևույթի ստրուկտուրային սլայանի առանձնահատկությունները	11
Լ. Ք. Նահապետյան. Գոլերիտային բազալտների բյուրեղացման պայմանները փորձարարական տվյալներով	24
Վ. Ն. Վարբաևսով. Ազարակի հանքային դաշտում մետաղածին տարրերի բաշխման հարցի մասին	21
Ա. Հ. Կոչոյան, Ալ. Խ. Մկրտչյան. Ալավերդի—Ղափանի մետաղածնային զոտաու կոլչեզան-բազմամետաղային և կապար-ցինկային հանքավայրերի աֆայերիտների բիմիական կազմի մասին	28
Գ. Բ. Մեծյունյան. Մուշկետոյիտը Մակերի-դոշ և Միսխանա հանքավայրերի երկաթի հանքանյութերում	46
Ս. Ն. Նազարեթյան, Ս. Խ. Ղազարյան. Հայկական ՍՍՀ տարածքում գեոֆիզիկայի տրվայիններով հայտնաբերված խորքային բեկվածքների դասակարգման փորձ	54
Ն. Գ. Ձափրյան. Լեռնային ապարների ճնշման հետազոտությունը թունելներում	63
Տու. Հ. Մուրադյան. Թուրքիայի օգտակար հանածոները և լեռնահանքային արդյունաբերությունը	70

Համառոտ հաղորդումներ

Ն. Խ. Ազարյան, Ի. Ե. Պետրոսով. Վայքի (Հայկական ՍՍՀ) յուրայի առաջացուցանելու նեոտունիկ դաշկանների մասին	78
--	----

Գրախոսություն

Շ. Գ. Մալախյան. ВСЕГЕИ-ի կոյեկտիվի կողմից գրված «ՍՍՀՄ մետաղածնությունը» աշխատության մասին	83
Հ. Գ. Ղազարյան, Է. Խ. Գուլյան. Կարևոր ուղղություն զինետիկ միներալոգիայում (Գ. Գ. Գրիգորևի և Ա. Տ. Ժարինի «Միներալների օւթոգենիան» գրքի մասին).	86

Քննադատություն և բանավեճ

Կ. Ի. Կարապետյան. Հայաստանի վերին պլիոցեն-չորրորդական հասակի մագմատիկ ֆորմացիաների հարցի վերաբերյալ	89
---	----

Դիտարկյան կուռասները

Վլադիմիր Գավրիլովիչ Գրուշևոյի հիշատակին	97
---	----

УДК 550,2+551.1

А. Т. АСЛАНЯН

ТЕРМО-ГРАВИТАЦИОННЫЙ КРИТЕРИЙ ИЗМЕНЕНИЯ ОБЪЕМА ЗЕМЛИ

Исследования планет с помощью космических летательных аппаратов внесли исключительно ценный вклад в решение проблем космогонии солнечной системы. В результате этих исследований [5, 6, 9, 11, 16] общепризнанными стали следующие положения, накладывающие полезные ограничения при интерпретации геологических, геофизических и геохимических данных: (а) планеты земной группы имеют изохронный возраст $4,6 \cdot 10^9$ лет; (б) массивированная метеоритная бомбардировка этих планет завершилась $4,2—4,5 \cdot 10^9$ лет т. н.; (в) после завершения процесса массового кратерообразования и обильных базальтовых излияний, имевших место $3,9 \cdot 10^9$ лет т. н., рельеф и кора Меркурия, Марса и Луны не испытали заметно больших изменений и деформаций глобального или регионального масштаба; (г) в породах лунной поверхности индийскими учеными обнаружены треки (более 300) радиоактивного распада ядер сверхтяжелых трансурановых элементов ($Z=114—126$), существовавших в момент затвердевания лунной коры ($4,5 \cdot 10^9$ лет т. н.); (д) основные черты внутреннего строения Меркурия и, в частности, ее высокая средняя плотность ($5,44$ г/см³ при радиусе 2420 км), свойственная метеоритам, очень богатым железо-никелевой фазой, были сформированы до процесса массового кратерообразования, т. е. $4,2—4,5 \cdot 10^9$ лет т. н. (аналогичный вывод делается также для остальных планет земной группы); (е) новая сейсмологическая модель Луны (габбро-анортозитовая кора мощностью 63 км, твердая гипербазитовая мантия мощностью 940 км, полужидкое ядро радиусом 740 км и большие депрессии на 1/3 поверхности, залитые базальтовыми лавами) является моделью металлургически частично дифференцированной расплавленной Луны (аналогичный вывод делается также для остальных планет земной группы); (з) Юпитер излучает энергию в 2,5 раза больше, чем получает от Солнца; атмосфера Юпитера состоит на 82% из водорода, на 17% из гелия и 1% тяжелых элементов и их соединений (в целом Юпитер рассматривается как характерный сгусток той первичной туманности, из которой в условиях крупномасштабной гравитационной неустойчивости образовались планеты, астероиды и кометы); (и) открытие в пылевых туманностях (в созвездиях Ориона, Стрельца), межзвездных газах и кометах эмиссионных линий H_2O , HCN , H_2CO , HC_3N , CH_3CN (необходимые для синтеза аминокислот, альдегидов, белков, кодирующих жизнь нуклеиновых кислот, аденозинтрифосфата, углеводов и вообще биологически активных веществ), дающих серьезное основание для параллелизации

межзвездной пыли, кометного вещества, углистых хондритов [11, 15, 16].

Согласно приведенным выше данным планеты земной группы $4,5 \cdot 10^9$ лет т. н. находились частично или полностью в расплавленном состоянии. При перестройке однородной модели планеты в неоднородную (с центральной конденсацией) выделяется энергия в количестве $\Delta W = W_h \times \times n/(5-n)$, где W_h — потенциальная энергия гравитационного поля, n — индекс неоднородности (для малых планет земной группы $n=0,33 \div \div 0,4$). Для Земли при $W_h=2,25 \cdot 10^{39}$ эрг., удельной теплоемкости $C_v = 1,25 \cdot 10^7$ эрг. г/град., массе $M = 5,98 \cdot 10^{27}$ г и $n_1 = 0,5$, $n_2 = 1$ переход однородной модели ($n=0$) в реальную соответствует поднятию температуры на $\Delta T = \Delta W/MC_v = 3000-6000^\circ\text{K}$. Следовательно, полное плавление вещества планеты в результате гравитационного расслоения и радиоактивного распада (в основном короткоживущих трансурановых элементов) уже на заре индивидуализации планет представляется неотвратимым. Для Луны $n \approx 0$; $\Delta W \approx 0$ и расплавление ее вещества могло произойти под влиянием радиогенного тепла и тепла от общего ее гравитационного сжатия.

Критерием глобального гомологического изменения объема твердой планеты (с постоянной Грюнайтзена $\gamma=3$) являются неравенства Гельмгольца [4]:

$$6U + 2K + W < 0 \text{ для контракции,}$$

$$6U + 2K + W > 0 \text{ для экспансии.}$$

Здесь U — тепловая энергия, выделяющаяся внутри тела вследствие вязкого трения в ходе сжатия или гравитационного расслоения планеты, K — механическая энергия осевого вращения, W — потенциальная энергия гравитационного поля планеты ($K = \frac{1}{2} J\omega^2$; $W = \frac{3}{5-n} \cdot \frac{GM^2}{R}$, J — момент инерции планеты, ω — угловая скорость вращения, G — гравитационная постоянная).

Для Земли $K=2,15 \cdot 10^{36}$ эрг, $W_{\min}=2,25 \cdot 10^{39}$ эрг, $U=4,7 \cdot 10^{38}$ эрг. Поскольку $K \ll W$ и увеличение средней температуры от начального значения T_{m0} до современного значения T_{mr} равно $\Delta T = T_{mr} - T_{m0} = U/MC_v$, то критерии Гельмгольца можно выразить в виде неравенств:

$$\Delta T < T = \frac{GM}{10RC_v} \text{ — для контракции,}$$

$$\Delta T > T = \frac{GM}{10RC_v} \text{ — для экспансии}^1.$$

¹ Следует указать, что в соответствии с обобщенной теоремой вириала $3\gamma - 3$ $U + W = 0$ принятие в расчет более реальных значений постоянной Грюнайтзена (между $\gamma = 2$ и $\gamma = 5/3$) должно в 1,5–3 раза усилить приведенные выше неравенства в пользу контракции.

Расчеты по этим неравенствам показывают, что изначально холодная Земля ($T_{m0}=0$) будет гомологически расширяться при средней температуре $T_m > 6350^\circ\text{K}$ и сжиматься при $T_m < 6350^\circ\text{K}$. Поскольку средняя температура Земли по самым различным оценкам не больше 4000°K , то сжатие Земли в период ее геологической эволюции представляется несомненным (температура лав, изливающихся из глубин 80—100 км, не более 1600°K).

Учет радиогенного тепла для лунной модели среднего вещества Земли $3 \cdot 10^{28}$ эрг/год существенно не влияет на указанные неравенства, поскольку это тепло на порядок меньше выхода энергии гравитационного сжатия Земли $q = U/t = 4,7 \cdot 10^{38}$ эрг/ $4,6 \cdot 10^9$ лет = 10^{29} эрг/год.

По данным анализа истории лунных затмений, выполненного впервые Б. Мейерманом (1928) и позднее Ван-Вуркомом, Парийским и др., радиус Земли за последние 2000 лет уменьшился примерно на 1 м. Теория приливного взаимодействия системы Земля—Луна предполагает изменение приливного ускорения осевого вращения Земли за год на величину $24,5 \cdot 10^{-11}$, в то время как наблюдения за периодичностью лунных затмений дают изменение ускорения $15,9 \cdot 10^{-11}$. Разность между этими величинами согласно условию $2\omega \Delta R = -R \Delta \omega$ соответствует уменьшению радиуса Земли на величину $\Delta R = 1,3$ м за 2000 лет и выходу тепловой энергии $3,87 \cdot 10^{28}$ эрг/год (по норме $dU/dR = GM^2/8R^2 = 7,3 \cdot 10^{29}$ эрг/см). Повсеместно проявленные деформации горизонтального сдвига, синусоидальные изгибы коры, складчатость и смятие осадочной покрывки, зональные аномалии силы тяжести не противоречат концепции сжатия Земли. Если последняя имела первоначально плотность углистых хондритов ($2,2$ г/см³), то начальный радиус ее должен был равняться 7660 км [3].

Сторонники представления расширяющейся модели Земли [12,13] предполагали, что в геологическом прошлом радиус Земли был в $\sqrt{3}$ раза меньше современного радиуса ($R_0 = R/\sqrt{3} = 3680$ км) и гранитный слой, отсутствующий ныне под океаническими бассейнами, покрывал всю планету, которая должна была иметь в то время среднюю плотность $\rho_0 = 28,65$ г/см³. Для расширения такой планеты до размеров современной Земли потребуется совершить работу против силы тяжести $\Delta W_{\min} = 0,6 GM^2(R - R_0)/RR_0 = 1,64 \cdot 10^{39}$ эрг, эквивалентную адиабатическому спаду средней температуры на 30000° . Отсутствие источников такой энергии заставило постулировать перманентное уменьшение гравитационной постоянной, имманентное удаление планет от Солнца и увеличение объема самих планет. Это известная гипотеза Иордана. По новым космологическим представлениям, развитым Г. С. Саакяном и М. А. Мнацкянком [10], подобное расширение возможно лишь в том случае, если гравитационный радиус планеты (звезды) $R_g = 2GM/c^2$ (c — скорость света) не меньше истинного ее радиуса R_0 . Для Земли $R_g = 1$ см, $R = 6,4 \cdot 10^8$ см и, следовательно, расширение по схеме Иордана невозможно. Кроме того, если в прошлом, допустим в протерозое, Земля находилась значительно ближе к Солнцу, например, на орбите Венеры или в катархее на орбите Меркурия, то по закону обратных квадратов Земля получила бы солнечной

энергии, соответственно в 2 и 6 раза больше, чем сейчас, и были бы совершенно другие условия для жизни в водоемах, на суше и в воздухе, между тем синие-зеленые водоросли имели в те времена (в протерозое) широкое распространение во всех теплых морях [8,17].

При рассмотрении проблемы расширения Земли обычно исходят из презумпции о том, что состояние вещества в ее ядре описывается в рамках статистики Максвелла-Больцмана. Согласно этой статистике [2], «удельное» давление (упругость) газа, в который превратилось бы железо-никелево-кремневое субядро (Fe_3NiSi), при условии отсутствия взаимодействия между частицами этого газа, должно было равняться $P_{MB} = knT$ (k — постоянная Больцмана, n — число частиц в единице объема, T — температура; размерность P_{MB} — энергия, деленная на объем, или сила, отнесенная к площади).

Гидростатическое давление в центре Земли $P_c = \frac{\rho_c GM_3}{2R} \sqrt{\rho_c/\rho_0}$ достигает максимального значения при $\rho_c/\rho_0 = 3,25$ (отношение центральной плотности к средней в модели Буллана «В») — величины $8,32 \cdot 10^{12} \text{ дин/см}^2$. Максимальное же значение газотемпературного давления в центре при $n_{\max} = 6 \cdot 10^{23} \text{ см}^{-3}$, $k = 1,38 \cdot 10^{-16} \text{ эрг/град}$, согласно формуле Клапейрона $P = nkT$, может равняться гидростатическому давлению при $T_c = 100.000^\circ\text{K}$. Это на один-полтора порядка больше реально возможной температуры в центре Земли. Если вещество в центре Земли подчиняется статистике Томаса-Ферми, то давление электронного газа здесь должно равняться $P_T = K_T Z^{1/3} \left(\frac{\rho}{A}\right)^2$. При $Z=26$, $A=56$, $\rho_0 = \rho_c = 19,36 \text{ г/см}^3$ (модель железного миниядра) и $K_T = 5,07 \cdot 10^{12} \text{ CGS}$ и получаем $P_{T(c)} = 50 \cdot 10^{12} \text{ дин/см}^2$, что в 6 раз превышает гидростатическое давление в центре. Для статистики Ферми-Дирака получаются давления примерно в три раза большие, чем в случае статистики Томаса-Ферми. Если удалось бы доказать возможность существования состояний вещества в недрах Земли, описываемых по статистике Томаса-Ферми и тем более Ферми-Дирака, то задача расширения Земли была бы решена положительным образом. Согласно принятой ныне теории электронный газ во внутреннем ядре будет вырождаться при условии, если гравитационное давление значительно превосходит температурное давление, происходит ионизация атомов под давлением и быстрое коллапсидное сжатие планеты. Согласно оценкам Д. С. Котхарри [14] радиус планет не может быть больше $R_0 = aZ^{2/3}/A$ ($a = 1,12 \cdot 10^{10} \text{ см}$ — универсальная постоянная) и если при этом радиусе она вмещает характерную массу $M_0 = bZ^3/A^2$ ($b = 2 \cdot 10^{30} \text{ г}$ — универсальная постоянная), то при добавлении к ней новых распределенных по поверхности масс происходит дальнейшее уплотнение глубинных масс без увеличения радиуса планеты [9]. Для планет с $Z/A = 1$ (водородная модель) $R_0 = 112000 \text{ км}$, $M_0 = 2 \cdot 10^{30} \text{ г}$ (для Юпитера $R_0 = 71.400 \text{ км}$, $M_0 = 2 \cdot 10^{30} \text{ г}$). Для планет с $Z = 12$ (оливиновая модель $FeO \cdot MgO \cdot SiO_2$), $A/Z = 2$, $M_0 = 6 \cdot 10^{30} \text{ г}$, $R_0 = 24500 \text{ км}$,

$\rho_0 = 100 \text{ г/см}^3$, с $Z = 8$ (гидрооливиновая модель — $\text{FeO} \cdot \text{MgO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), $M_0 = 4 \cdot 10^{30} \text{ г}$, $R_0 = 28.000 \text{ км}$, $\rho_0 = 45 \text{ г/см}^3$. Верхний предел массы для звезд, состоящих из вырожденного газа, по исследованиям.

Л. Д. Ландау и С. Чандрасекхара, равняется $M_{\text{max}} = 11,5 \cdot 10^{33} \left(\frac{Z}{A}\right)^2$

[4]. Для случая $A/Z=2$, $M_{\text{max}} = 4 \cdot 10^{33} \text{ г}$, $\rho = 6,6 \cdot 10^4 \text{ г/см}^3$. Когда истинная масса планеты меньше характерной массы $M_0 = bZ^3/A^2$, электростатическая энергия $W_e = (\alpha M^{4/3} \cdot Z^2) (R \cdot A^{4/3})$ ($\alpha = 6,47 \cdot 10^{12} \text{ CGSE}$ — универсальная постоянная) преобладает над гравитационной энергией

$W_a = -\frac{3}{5} \cdot \frac{GM^2}{R}$. Для Земли $W_a = 2,2 \cdot 10^{39} \text{ эрг}$, $W_e = 2,2 \cdot 10^{41} \text{ эрг}$,

$U = K_n \cdot \left(\frac{Z}{A}\right)^{5,3} \cdot \frac{M^{5,3}}{R^2} = 8,7 \cdot 10^{40} \text{ эрг}$. Если вещество находится в вы-

рожденном состоянии, то условием расширения будет $2U + W_a + W_e > 0$. Из приведенных выше расчетов следует, что для планет земной группы расчеты по статистике Ферми-Дирака можно вести в случаях, если их плотность будет порядка $50\text{---}100 \text{ г/см}^3$ и более.

Согласно космогонической теории В. А. Амбарцумяна [1] во Вселенной существуют сверхплотные—сверхмассивные дозвездные эксплозивно-активные тела, которые, распадаясь по каскадной схеме, последовательно образуют скопления галактик, звездные ассоциации, кратные звезды, а также в ходе взрывной активности выбрасывают большие массы водорода, электронного релятивистского газа, пылевого вещества (?). При этом в концепции В. А. Амбарцумяна взрывная активность связана с распадом сохранившихся в них скоплений дозвездного вещества. К таким эксплозивно-активным звездам относятся, в частности, нестационарные звезды типа сверхновых, новых, фуороб, планетарных туманностей, карликовые молодые звезды типа Т Тельца и др. Из $100 \cdot 10^9$ звезд в Млечном пути половина является эксплозивно-активными карликами и относится по Ловелю к классам К и М. В атмосфере ряда холодных красных звезд этих классов и в межзвездных газо-пылевых туманностях установлены эмиссионные линии оливина, энстатита, гранатов, никеля, графита, воды, алюмосиликатов железа и некоторых других соединений (26 различных молекул) и элементов, необходимых для образования комет, метеоритов, астероидов и планет. Планеты солнечной системы, в плане представлений В. А. Амбарцумяна, являются либо останцами значительно более крупных плотных тел, возникавших одновременно с Солнцем из звездной ассоциации и потерявших позднее большую часть своей массы (вследствие эксплозивной активности?), либо представляют продукт конденсации того диффузного (плазменного и газо-пылевого) вещества, которое образуется при эксплозивной активности нестационарных звезд. Поскольку планеты земной группы так же как и метеориты имеют один и тот же возраст $4,6 \cdot 10^9 \text{ лет}$ и испытали расплавление и глубокую гравитационно-металлургическую дифференциацию уже $4,2\text{---}4,5 \cdot 10^9 \text{ лет т. н.}$, то следует говорить о единой мощной фазе космической активности в околосолнечном пространстве, приведшей к формированию

протопланетных тел. После индивидуализации и расплавления вещества планет, развитие их за последующие $4-4,5 \cdot 10^9$ лет шло под знаком перманентного гравитационного сжатия (контракции), скорость которого в случае Земли для исторического времени соответствовала уменьшению диаметра планеты на 1 м за 1000 лет (при такой же скорости уменьшения диаметра обеспечиваются наблюдаемые потери тепла Юпитером).

Согласно палеоастробиологическим данным [3, 15, 17] продолжительность земных суток за последние $6 \cdot 10^8$ лет увеличилась с $P=20$ ч до $P=24$ ч. Замедление вращения на $P_2 - P_1 = \Delta P = 38$ мин [7] уменьшает полярное сжатие до значения, достаточного для разрушения литосферы

при ее прочности $\sigma_s = \frac{2}{3} \rho_k (R_m - R_p) = 2600 \text{ кг/см}^2$ ($\rho_k = 2,76 \text{ г/см}^3$ — плотность, $R_m = 6371 \text{ км}$ — средний внешний радиус, $R_p = 6357 \text{ км}$ — полярный, радиус литосферы). На деформации этого рода, обусловленные в основном приливным торможением Луны, накладываются деформации, обусловленные гравитационным сжатием планеты [3].

В заключение следует отметить, что особенности диссипации гравитационной энергии, вытекающие из неравенства $3(\gamma-1) U < |W|$, выдвигают некоторые вопросы, представляющие интерес для геотектонических теорий. Так, в состоянии равновесия $|W| = 3(\gamma-1) U$ сжатие Земли будет сопровождаться увеличением температуры (адиабатический процесс) до тех пор, пока по всей ее толще не установится гидростатическое равновесие, причем для литосферы аналогичное состояние (изостазия) будет достигнуто при расчленении ее на множество блоков, разделенных зонами глубинных разломов, пластических шарниров (геосинклинали) и рифтово-днанировых структур (георифтогенали). Далее, если $|W| \gg 3(\gamma-1) U$, т. е. если в тепловую энергию U превращается лишь небольшая часть общей потенциальной энергии гравитационного поля W (в случае $\gamma=3$ всего $\frac{1}{6}$ часть W), то остальная, большая часть W , диссипируя и создавая направленное наружу динамическое давление, будет совершать работу на увеличение объема мантии (вероятнее, внешней мантии), причем ядро и, возможно, нижняя мантия будут находиться в состоянии изотермического равновесия, ввиду низкой теплопроводности верхней мантии (условие подобной изотермичности указывает на неустойчивость системы в отношении сильного сжатия). Другим следствием сильного неравенства $|W| \gg 3(\gamma-1) U$ является: невозможность постоянного гомологического сжатия планеты в целом; необходимость возникновения плотностных флюктуаций в различных областях недр планеты, начиная с умеренного условия $|W| \geq 3(\gamma-1) U$; возможность возникновения в дальнейшем конвекционных течений между уплотненными и неуплотненными массами мантии (в теории конденсации газовых облаков в областях флюктуации плотность увеличивается по сравнению со средней в несколько раз, а дальнейшее увеличение плотности приводит к индивидуализации и отпочкованию этих областей в виде отдельных

тел). Интересные соображения по всем этим вопросам содержатся в замечательной работе Бербиджей [4].

Указанные выше качественные оценки для наиболее вероятных значений $\gamma \geq 5/3$ и общего направленного процесса гравитационного сжатия планеты предполагают наложение на этот процесс пульсационного ритма или, во всяком случае, наличие перерывов в процессе сжатия, осложненных термогравитационной конвекцией. Количественная оценка масштабов этих динамических эффектов может пролить свет на ряд актуальных вопросов геотектоники.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10. III. 1976.

Ա. Տ. ԱՐԱՅԱՆ

ԵՐԿՐԻ ԾԱՎԱԼԻ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅԱՆ ԹԵՐՄՈԳՐԱՎԻՏԱՑԻՈՆ ԶԱՓԱՆԵՇԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

$$\text{Վերին թերեմի հիման վրա սահմանվում է } T = \frac{GM}{10 RC_v} = 6350^\circ \text{K}$$

շափանիշը, որի համաձայն, եթե երկրի նախասկզբնական սառը մոդելի միջին ջերմաստիճանը $T < 6350^\circ \text{K}$, ապա երկիրը կծկվում է, իսկ եթե $T > 6350^\circ \text{K}$, ապա այն ընդարձակվում է (այստեղ G —գրավիտացիոն հաստատունն է, M —երկրի զանգվածը, R —շառավիղը, C_v —տեսակարար ջերմունակությունը):

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Амбарцумян В. А. О ядрах галактик и их активности. Сб. «Проблемы гравитации», Ереван, 1975.
2. Асланян А. Т. Квантово-статистическое представление внутреннего строения Земли. Известия АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XVI, № 6, 1963.
3. Асланян А. Т. Предельные значения мощности и прочности литосферы в свете теории гравитационного сжатия и приливного торможения Земли. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1976.
4. Бербидж Дж., Бербидж М. Э. Звездная эволюция. Сб. «Происхождение и эволюция звезд», М., 1962.
5. Виноградов А. П. Кратко о Луне. «Наука и жизнь», № 8, 1973.
6. Галибина И. В., Каттерфельд Г. Н., Чарушин Г. В. Типы и системы линейментов планет. Известия АН СССР, серия геол., № 11, 1975.
7. Лейбензон Л. С. Деформация упругой сферы Земли. 1911. Сб. трудов, т. IV, Изд-во АН СССР, М., 1955.
8. Люстих Е. Н. Некоторые замечания об использовании физики в геотектонических построениях. Известия АН СССР, серия геол., № 1, 1962.
9. Рускол Е. А. Происхождение Луны. М., 1975.
10. Саакян Г. С. Современное состояние теории сверхплотных небесных тел. Сб. «Проблемы гравитации», Ереван, 1975.
11. Симмонс Г. Т. Поиски внеземных цивилизаций, Ж. «Америка», № 221, 1975.
12. Eged L. Physik der festen Erde. Leipzig, 1969.
13. Jordan P. Schwerkraft und Weltall II, Aufl., Braunschweig, 1955.

-
14. *Kothari D. S.* The Internal constitution of the Planets. *Mon. Not. Roy. Astr. Soc.*, 96, 833, 1936.
 15. *Seyfert C. K., Sirkin A. L.* Earth history and Plate Tectonics. N.-Y., L., 1973.
 16. *Stovickova N.* Venuše a Merkurnově objevy. *Vesmír, ČAV*, N 12, 369—374, 1974.
 17. *Walter M. R.* Stromatolites used to determine the time of nearest approach of Earth and Moon. *Science*, 170, 1331—1332, 1970.

УДК 551.241.243.8

А. Р. АРУТЮНЯН

ОСОБЕННОСТИ БЛОКОВОГО СТРОЕНИЯ И СТРУКТУРНОГО ПЛАНА ПОВЕРХНОСТИ ЭПИБАЙКАЛЬСКОГО ОСНОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТЕЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Проблема глубинного строения территории Армянской ССР, выяснению различных аспектов которой значительно способствовали работы К. Н. Паффенгольца, А. Т. Асланяна, А. А. Габриеляна, Ш. С. Оганисяна, Э. Б. Аджимамудова, Г. В. Егоркиной, Л. К. Татевосян, А. Т. Донабедова, Н. К. Карапетян, Ю. И. Никольского и других геологов и геофизиков, будучи весьма актуальной, остается еще малоизученной.

Структурный план консолидированной коры исследуемой области рассмотрен в тесной связи с намечающимися глубинными разломами и созданными ими тектоническими блоками (рис. 1). Однако, подробность приведенного ниже материала ограничена как неравномерностью глубинной изученности различных районов территории, так и рамками статьи. Широко использованы в сжатом виде данные, полученные в последние годы в результате сейсмологических исследований аппаратным комплексом «Земля», методами КМПВ и МПОВ—около 40 профилей и глубокого бурения, осуществленных в связи с изучением перспектив нефтегазоносности территории республики, а также материалы гравиметрии и аэромагнитной съемки. Вопросы строения осадочного чехла ограничены лишь краткими сведениями, проливающим свет на строение фундамента.

Рассмотренные ниже тектонические блоки фундамента первого порядка (для исследуемой территории) совпадают, в ряде случаев, с определенными сегментами ранее выделенных [1, 2, 7, 8] тектонических зон. В них, по мере достаточности материала, обоснованы блоки высших порядков, строение которых, будучи в той или иной мере индивидуальным, является подчиненным крупным блокам.

Араксинский блок расположен в южной части территории. Южная и западная части блока находятся за пределами государственной границы. С севера он ограничен глубинным разломом, прослеживающимся в полосе Двин—Эчмиадзин—В. Талин. По данным станции «Земля» и КМПВ, по профилям, отработанным вкрест простиранию разлома севернее В. Талина у Эчмиадзина, Тазагюха, Джрашен и севернее Двина, разлом имеет близвертикальное падение и, смещая фундамент и основные разделы земной коры, проникает в верхнюю мантию на глубине около 49 км. Мы предполагаем [5], что он служит границей фундаментов офиолитового и метаморфического типов. На северном его крыле, в пределах Тазагюх-Мараликского блока, эпибайкальский фундамент зале-

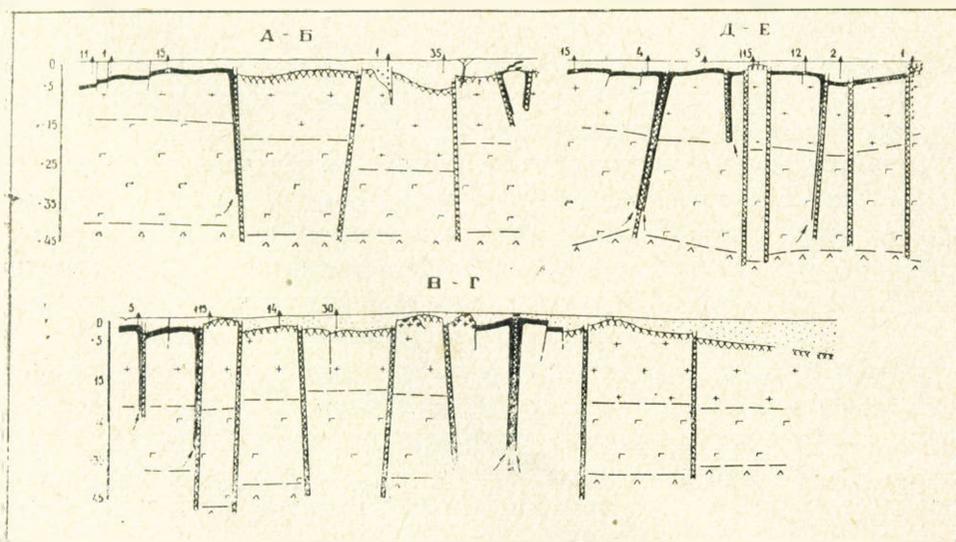
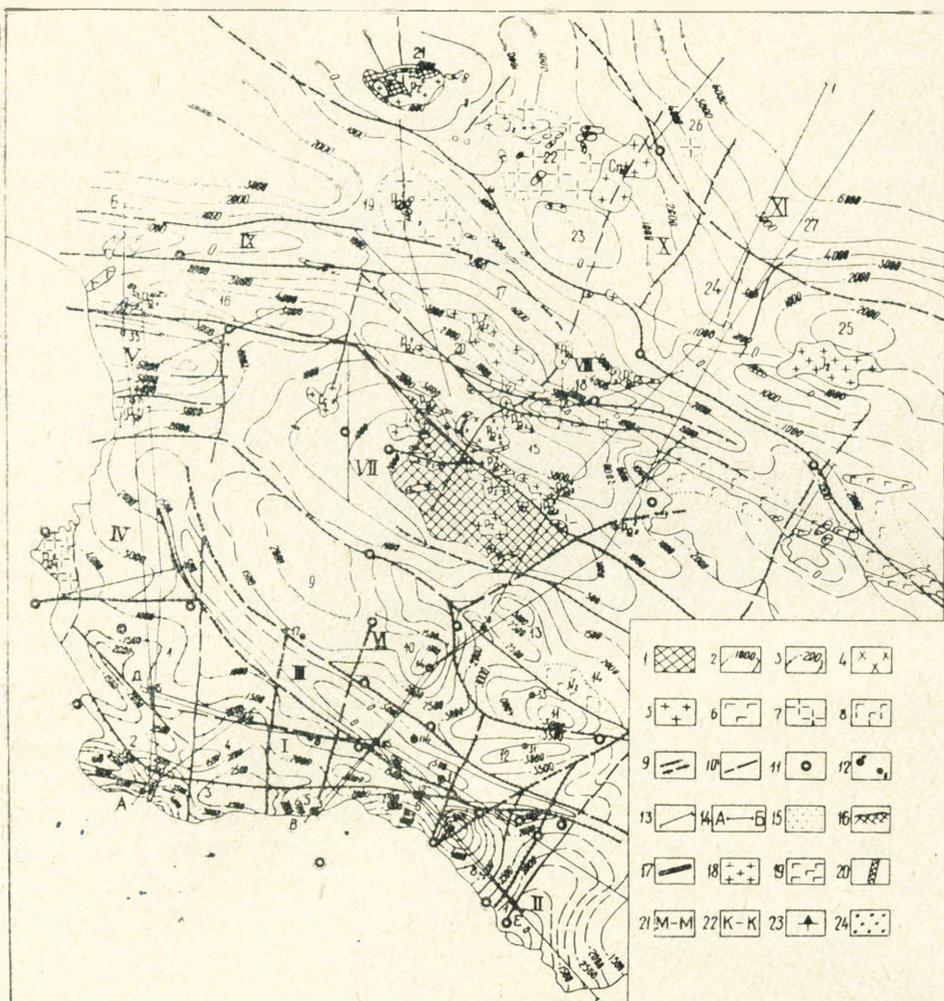


Рис. 1.

Рис. 1. Структурная схема поверхности эпибайкальского основания центральной и северо-западной частей Армянской ССР (составлена по данным сейсмологических, гравимагнитных, геологических исследований и глубокого бурения). 1—обнажения эпибайкальского фундамента (частично перекрытые маломощным осадочным чехлом); 2—изолинии по поверхности эпибайкальского фундамента; 3—изолинии по поверхности офиолитового фундамента. Интрузии: 4—щелочной формации; 5—щелочноземельной формации; 6—габбро-гипербазитовой формации. Интрузии, предполагаемые по геофизическим данным и вскрытые в скважинах глубокого бурения: 7—щелочноземельной формации; 8—габбро-гипербазитовой формации (для района Абовянского железорудного месторождения, предположительно, щелочные габбро—тешениты); 9—глубинные разломы, проникающие в земную кору и верхнюю мантию: установленные и предполагаемые; 10—тектонические нарушения, входящие в фундамент; 11—основные районы зафиксированных (по данным С. А. Пирузяна и Н. К. Карапетяна) эпицентров землетрясений высокого энергетического класса; 12—параметрические скважины: а—вошедшие в эпибайкальский и офиолитовый фундамент; б—точки глубоких скважин, остановленных в осадочном чехле; 13—линии отработанных станций «Земля» профилей; 14—линии разрезов. К разрезам земной коры: 15—образование осадочного чехла; 16—эпибайкальский метаморфический фундамент; 17—офиолитовый фундамент; 18—«гранитный» слой; 19—«базальтовый» слой; 20—глубинные разломы; 21—тектонические нарушения; 22—поверхность Мохоровичича; 23—поверхность Конрада; 24—параметрические скважины; 25—метасоматиты псевдобрекчиевой текстуры облика «меланж». Цифры на карте: тектонические блоки первого порядка: I—Араксинский; II—Араратский; III—Тазагюх-Мараликский; IV—Сабунчинский; V—Ленинаканский; VI—Ереван—Южноарагацкий; VII—Арзакап—Североарагацкий; VIII—Севано-Ширакский; IX—Гогаранский; X—Сомхето-Кафанский (северо-западный сегмент); XI—Прикуринский (центральный сегмент). Тектонические блоки высших порядков: 1—Кармрашенский; 2—Севабердский; 3—Налбандянский; 4—Октемберянский; 5—Маркаринский; 6—Масисский; 7—Мхчянский; 8—Артшататский; 9—Южноарагацкий; 10—Егвардский; 11—Арамусский; 12—Вохчабердский; 13—Фонтанский; 14—Капутанский; 15—Памбакский; 16—Ширакский; 17—Антарамутский; 18—Дилижанский; 19—Степанаванский; 20—Кироваканский; 21—Локский; 22—Алавердский; 23—Качалсарский; 24—Иджеванский; 25—Шамшадинский; 26—Ноемберянский; 27—Казахский.

гает на глубинах от 500 до 2000—2500 м. На южном же крыле, в Араксинском блоке, мощность осадочного выполнения (над офиолитовым фундаментом!) оценивается от 3000 до 6000 м. К настоящему времени скважинами здесь вскрыты отложения дания-палеоцена с максимальной мощностью до 1600 м (11,2—Мхчян и др.), эоцена-олигоцена до 2200 м (2—Мхчян, 8—Ахурян, 11—Октемберян), октемберянской и нижней пестроцветной свит спорного возраста до 3000 м (1—Опорная, 11—Октемберян и др.), миоцена в составе сармата, соленосной и пестроцветной свит до 2500 м. В пределах погруженных частей фундамента скважины 2—Мхчян и 8—Ахурян при забое 4000 м остановлены, соответственно, в верхах маастрихта и низах среднего эоцена, а скв. 11—Октемберяна на глубине 3190 м вскрыла лишь кровлю среднего эоцена. В пределах поднятых блоков фундамента на глубинах от 1750 до 2800 м под отложениями неогена, эоцена и палеоцена-дания скважинами 5—Маркара, 15—Кармрашен, 4—Лукашин (?), 12—Неджерлу и, по-видимому, 8—Зейва вскрыты образования габбро-диабазового комплекса офиолитовой серии.

Юго-восточная граница блока, по всем данным, проходит по сбросовой зоне, ограниченной двумя параллельными глубинными разломами близмеридионального простирания, прослеживающимися от района с. с. Кичик и Ширазлу в направлении с. Двин и далее на северо-восток, где пересекается с вышеохарактеризованным северным разломом. Эта разломная зона четко установлена на профилях станции «Земля» (Звартиноц—Садарак, Тазагюх—Карабахлар) и КМІВ, по данным которых смещает поверхность фундамента и проникает в верхнюю мантию на глубине 51—52 км, нарушая поверхность Мохоровичича. На юго-восточном ее крыле (Арагатский блок) скважиной 1—Арагат, пробуренной у с. Ширазлу, под отложениями сантона-коньяка в интервале 817—1500 м вскрыт карбонатно-терригенный разрез нижней перми, а в районе Хорвираба и г. Сарипан обнажаются породы девона, карбона и перми. На северо-западном же крыле, в скважинах 1—Арташат, 11—Мхчян до глубины 3300 м вскрыты отложения миоцена и палеоцен-данневал флишоподная толща. Амплитуда разлома по поверхностям фундамента и верхнего мела оценивается от 3000 до 4000 м. В пределах Арагатского блока мощность земной коры оценивается в 43—47 км, а на юго-востоке, в Арагатском блоке, скачкообразно возрастает до 50—52 км, указывая на обратные соотношения мощностей земной коры и осадочного чехла в этих двух блоках.

Арагатский блок отличается полигональной структурой, обусловленной расчлененностью фундамента разломами на блоки высшего порядка. В пределах этих блоков (Арташатского, Мхчянского, Масисского, Маркаринского, Октемберянского, Кармрашенского, Севабердского и Налбандянского) поверхность офiolитового фундамента неравномерно погружена на глубину от 1500 до 6000 м. Глубоко погруженные и приподнятые по разломам, блоки фундамента отмечаются как в близмеридиональном, так и широтном направлениях. Стратиграфическая полнота и мощности отложений указывают на то, что дифференцированные поднятия и опускания фундамента в пределах упомянутых блоков имели одновременный и разнонаправленный характер; эти движения нередко отражаются в особенностях строения осадочного чехла. Так, Мхчянский блок интенсивно погружался в палеогене и верхнем мелу (мощность осадков, по данным скв. 2—Мхчян и сейсморазведки, более 5000 м) и, наоборот, поднимался в неоген-четвертичное время (мощность до 200 м.). В соседних Арташатском и Масисском блоках в эocene-олигоцене существовал режим поднятия (мощность от 0 до 200—300 м), перешедший в погружение в неоген-четвертичное время (мощность до 2500 м—данные скв. 11—Мхчян, 1—Арташат, 2—Масис, 12—Неджерлу). В более ранние периоды эти блоки, согласно вскрытым в указанных скважинах разрезам, имели одинаковый отрицательный характер движения, в процессе которого накопились, по крайней мере, палеоцен-данневые и верхнемеловые отложения общей мощностью от 2000 до 3000 м. В Маркаринском блоке с верхнего мела до олигоцена фундамент воздымался (скв. 5—Маркара); он залегает на глубине 1500—2000 м, перекрываясь лишь отложе-

ниями миоцена. Поверхность фундамента здесь по сравнению с Масисским блоком поднята по близмеридиональному разлому на 3500—4000 м. В Октемберянском блоке при сохранившемся режиме поднятия, темпы несколько снизились и мощность миоцена достигает 2000—2500 м (скв. 4—Лукаши). В пределах Кармрашенского, Налбандянского и Севабердского блоков также происходили законопеременные подвижки фундамента в процессе формирования отложений осадочного чехла. Так, в пределах Кармрашенского блока дифференцированные поднятия фундамента устанавливаются вплоть до начала осадконакопления сарматского времени. Общая мощность отложений от эоцена до соленосной толщи включительно составляет 1000 м, после чего этот район вовлекается в погружение, в результате которого только мощность сармата составляет 1100 м (скв. 15—Кармрашен). В Севабердском же блоке интенсивные погружения фундамента происходили в верхнемеловое и палеогеновое время, а также при формировании осадков октемберянской и нижней пестроцветной свит; общая мощность этих толщ, по данным скв. 11—Октемберян, 8—Ахурян, 1—Октемберян и сейсморазведки, оценивается в 5500—6000 м. Межблоковые разломы достаточно надежно устанавливаются по данным бурения и сейсморазведки. Часть из них проникает в земную кору и в верхнюю мантию. Зоны последних, а также узлы их пересечений с глубинным разломом, ограничивающим Араксинский блок с севера (район Двина, Джрашена, Эчмиадзина, Октемберяна и В. Талина), отличаются скоплениями эпицентров высокого энергетического класса, указывающими на продолжающуюся тектоническую активность этих зон. Гравитационное поле характеризуется блоковым распределением относительных максимумов и минимумов силы тяжести. Особенности магнитного поля также указывают на блоковый характер офиолитового фундамента; в районах приближения его к поверхности отмечаются положительные магнитные аномалии, затухающие в пределах глубоко погруженных блоков.

Тазагюх-Мараликский блок находится к северу от Араксинского, представляя ограниченное глубинными разломами, узкое, погребенное поднятие элибайкальского метаморфического фундамента. По данным скважин 1—Тазагюх, 114—Паракар, 115—Звартноц и сейсморазведки (ст. «Земля», КМПВ, МПОВ), поверхность фундамента залегает на глубине от 500 до 2000—2500 м, осадочный чехол сложен сокращенными разрезами эоцена, олигоцена и миоцена. Дифференцированные положительные тенденции устанавливаются здесь в течение, по крайней мере, верхнего мела—миоцена включительно. К северо-западу от Тазагюхского выступа фундамент в пределах блока посредством поперечных разломов погружается, залегая севернее гор. Талина, по данным ст. «Земля», на глубине 2000 м. К юго-востоку от Тазагюха, в районе Джрашена, по данным МРНП и КМПВ, поверхность фундамента залегает на глубине 1500 м. Соотношения с Араксинским блоком рассмотрены выше, они сохраняются и на северо-западе, где рассматриваемый блок граничит с Сабунчинским. От расположенного севернее Ереван—Южноарарагцского

блока он разграничен разломом, выделенным ранее [1] под названием Ереванского. Он четко устанавливается как по данным бурения, так и исследованиями ст. «Земля» (профиль Маркара-Пойлы). Разлом относится к категории глубинных, он пересекает земную кору, проникая в верхнюю мантию на глубине около 49 км.

Достаточно изученной можно считать юго-восточную половину рассматриваемого блока, в то время как северо-западная его часть нуждается в дальнейшем обосновании. Последняя выделяется условно по полосе Агавиатунского и Мараликского относительных максимумов, ограниченной градиентными зонами силы тяжести и являющейся, по своей геологической природе, по-видимому, пространственным продолжением Тазагюхской аномальной зоны. Указанное подкрепляется также данными широтного профиля ст. «Земля», отработанного севернее г. В. Талли, и регионально-геологическими сопоставлениями.

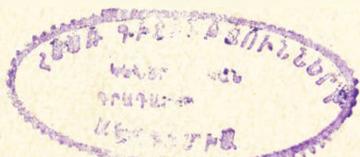
Ереван-Южноарагацкий блок на юго-западе граничит с Тазагюх—Мараликским, а на северо-востоке—с Арзакан-Североарагацким блоками. Сейсмическими и буровыми работами изучена юго-восточная часть блока. Северо-западная его половина выделяется предположительно (данные гравитки и скв. 17—Арагац). Рассматриваемый блок представляет неравномерно прогнутую структуру, где поверхность фундамента опущена по отношению к упомянутым соседним блокам на 3000—6000 м. Мощность осадочного чехла в пределах блока колеблется от 2500 до 6000 м. Гравитационное поле, будучи приурочено к так называемому Центральному минимуму, отличается относительно повышенными и пониженными значениями силы тяжести, что указывает на блоковое их распределение. По данным ст. «Земля» и, частично, бурения, фундамент блока расчленен разноориентированными глубинными разломами на ряд блоков высшего порядка, к числу которых относятся Южноарагацкий (условно), Егвардский, Арамусский, Фонтанский, Капутанский и Вохчабердский. В указанных блоках, по данным сейсморазведки, электроразведки и распределения гравитационного поля, мощность осадочного чехла весьма значительно варьирует, составляя, по материалам бурения скв. 14—Раздан, 33—Арамус, 30—Фонтан, 31—Шорахбюр, 17—Арагац: по миоцену от 0 до 2100 м, олигоцену от 100 до 800 м, верхнему эоцену от 400 до 1200 м, а по нижней части разреза осадочного чехла (нижний палеоген—верхний мел) от 650 м (скв. 14—Раздан) до, вероятно, 2500—3000 м (скв. 33—Арамус, 30—Фонтан). Важно подчеркнуть, что если скв. 14—Раздан вошла в фундамент (?) на глубине 2300 м, а скв. 30—Фонтан на глубине 3740 м остановлена в низах эоцена, то скв. 33—Арамус при глубине 4355 м закончена бурением в верхней части разреза среднего эоцена. Максимальная разность гипсометрии поверхности фундамента в смежных блоках на весьма небольших расстояниях по горизонтали составляет 2000—4000 м. Разграничивающие их разломы относятся к категории глубинных, они проникают в «базальтовый» слой и верхнюю мантию, нередко смещая основные разделы земной коры. Некоторая часть поперечных разломов проникает сюда из Араксинского

блока, однако, надежное их трассирование нуждается в производстве сейсмических и других работ.

Структурный план поверхности энцибайкальского фундамента довольно контрастный и подчинен блоковому строению (погруженные и приподнятые блоки). Этой особенностью строения поверхности фундамента предиктован идентичный ему, в главных чертах, структурный план отложений осадочного чехла. Проявления соляной тектоники Приереванского района мы склонны связывать с разнозначным характером вертикальных движений упомянутых блоков в среднем миоцене—плейстоцене, приведшим в зонах их соприкосновения к трансформации тектонических напряжений в пластическое течение соленосной толщи. Особенно четко, как и следовало ожидать, этот процесс проявился в стыковой полосе Арамусского блока на границе последнего с Егвардским, Вохчабердским и Капутанским блоками. На южном склоне Арагаца можно предположить наличие относительно мощных разрезов осадочного чехла. В скв. 17—Арагац, остановленной на глубине 2000 м, только лишь мощность миоцена оценивается в 1000—1200 м. Здесь возможно также наличие осадочных разрезов палеогена и верхнего мела, вскрытых в упомянутых скважинах, о чем свидетельствуют и данные гравиметрии.

Сабунчинский блок расположен в стыковой зоне Араксинского, Тазагюх—Мараликского и Ленинаканского блоков. Выделяется по данным распределения гравитационного поля и материалам ст. «Земля» (меридиональный и широтный профили). Он четко ограничен с юга и востока разломами близвертикальной ориентации, проникающими в верхнюю мантию на глубине около 44 км. Поверхность фундамента опущена по ограничивающим блок разломам на 2—3 км и погружается в западном направлении, уходя за пределы государственной границы. Соотношения с Ленинаканским блоком и крайней северо-западной частью Тазагюх—Мараликского блока не совсем ясны, однако, по данным профиля ст. «Земля» Октемберян—Ленинакан, эта граница проходит по глубинному разлому, ограничивающему Ленинаканский блок с юга.

Ленинаканский блок, по материалам ст. «Земля», глубокого бурения и распределения гравитационного поля, представляет весьма прогнутый сегмент фундамента, ограниченный разломами, проникающими в верхнюю мантию на глубине 42—43 км. Поверхность фундамента опущена здесь на глубину от 4000 до 8000 м (данные 4 профилей ст. «Земля»). В скважине 35—Ленинакан, пробуренной у с. Мармашен, на глубине 3000 м вскрыты отложения середины среднего эоцена, что указывает (совместно с данными по Ширакскому хребту), на колоссальную амплитуду смещения поверхности верхнего мела по разлому, ограничивающему с севера Ленинаканский блок, достигающую на расстоянии по горизонтали в 3—3,5 км—4000 м. У с. Ахурик зафиксирован разлом, входящий в фундамент (ст. «Земля», бурение), по-видимому, широтного простирания, в зону которого внедрена гранитоидная интрузия. К югу от разлома обособляется небольшой блок со значительно приподнятым фундаментом.



Арзакан—Североарагацкий блок расположен в центральной части исследуемой территории и отличается резкой приподнятостью (с выходами на поверхность) фундамента. Разломы, ограничивающие блок (за исключением северо-западной части южного разлома, выделяющейся предположительно) ранее детально исследованы [1, 4, 7]. По данным ряда пересечений ст. «Земля», они проникают в верхнюю мантию на глубинах от 40 до 42 км, смещая основные разделы земной коры. От Арзакан—Апаранского района на северо-запад и юго-восток поверхность фундамента, по поперечным разломам, установленным по ущелью р. Раздан и предполагающимся в створе Апаран—Тежлер и Алагяз—Спитак, ступенчато погружается с наращиванием мощности чехла до 2500 м. К ограничивающим блок разломам и указанным поперечным структурным линиям нередко приурочены эпицентры землетрясений высокого энергетического класса. В этой связи следует отметить, что хотя распределение последних на рассматриваемой территории не является строго приуроченным к тем или иным структурным элементам, тем не менее подавляющее их большинство тяготеет к зонам всех вышерассмотренных разломов и узлов их пересечений; северная часть исследуемой территории выражается в этом отношении несравненно слабее, что указывает на относительно высокую степень консолидации. Включение северных склонов Арагаца в рассматриваемый блок основывается на данных о весьма небольшой мощности осадочного чехла, сложенного, по-видимому, лишь сокращенными разрезами верхнего мела и предположительно юры [3], обнажающимися в районе с. с. Сангяр и Алагяз. В этой связи следует отметить, что несмотря на намечающуюся разность в составе и мощности осадочного чехла северного и южного склонов Арагаца, послужившую основным критерием в проведении здесь условного разлома, характер строения фундамента под этим массивом и гипсометрическое его положение остаются неясными, что связано, в частности, с невыясненностью природы отмечающейся здесь интенсивной отрицательной гравитационной аномалии.

Нижеследующие блоки фундамента по причине недостаточной изученности сейсмическими методами рассмотрены в общих чертах. Однако, следует учесть, что большинство зон разломов, ограничивающих эти блоки, детально изучено в процессе геологической съемки и специальных тектонических исследований, по данным которых охарактеризовано, в частности, пространственно тяготеющими к ним выходами разновозрастных глубинных магматических образований, источниками минерализованных термальных вод и пр., указывающими на глубинную их природу. Эти данные, совместно с имеющимися пересечениями этих зон профилями ст. «Земля», материалами распределения гравитационного и магнитного поля указывают, в целом, на блоковый характер структуры фундамента в северной части рассматриваемой территории.

Севано-Ширакский блок соответствующий четко индивидуализированному одноименному синклинарию, обособляется, как известно, от окружающих районов и по данным распределения гравитационного и маг-

нитного поля. На юго-западе он граничит с Арзакан—Североарагацким и Ленинанканским блоками посредством хорошо изученного [1, 4, 7] крупного разлома. По четырем пересечениям ст. «Земля» этот разлом имеет близвертикальное падение, проникая в верхнюю мантию на глубине 41 км. Поверхность фундамента в пределах блока опущена по нему на глубину от 3 до 5 км. Лишь с Ленинанканским блоком наблюдаются обратные соотношения. Северо-восточная граница блока намечается градиентной зоной аномалий силы тяжести и резкой сменой характера магнитного поля. По данным ст. «Земля», севернее Привольного и Дилижана в зоне сочленения с северо-западным сегментом Сомхето-Карабахского блока установлен разлом, проникающий в верхнюю мантию на глубине около 40—42 км. На северо-восточном побережье оз. Севан этот разлом прослежен по простиранию и вкрест ее в створе Шоржа—Красносельск, где, по данным ст. «Земля», проникает в верхнюю мантию на гл. 41 км. Фундамент в пределах рассматриваемого блока опущен по этому разлому на 1000—3000 м. Структурный план поверхности фундамента сложный и подчинен расчлененности его разломами на ряд второстепенных блоков. Наиболее крупные из них были выделены ранее по осадочному чехлу в качестве дочерних (южный и северный) и наложенных (Лорийский, Дилижанский) прогибов, а также срединного поднятия [4]. В соответствии с этим, по данным ст. «Земля», крупные зоны погружений фундамента на глубину до 5000—6000 м, ограниченные разломами, отмечаются в районах Ширакского и Памбакского хребтов, Дилижана и севернее Геджалинской интрузии. Приподнятые районы фундамента фиксируются в центральной полосе блока, севернее Степанавана и в его краевых частях, характеризующихся ступенчатым погружением. Эти структуры фундамента отвечают всем признакам автономных блоков высшего порядка. Помимо последних, по неполным данным, рассматриваемый блок расчленяется, по крайней мере, на четыре поперечных блока. Разломы, разграничивающие эти блоки, намечаются по региональным структурным линиям Мхчян—Аждаак—Норадуз—Шоржа—Красносельск, Маркара—Апаран—Тежлер—Кохб, Октемберян—Алагяз—Спитак—Лок, однако, степень их изученности еще очень низкая.

Гогаранский блок сейсмическими методами не изучен, однако, выделялся и ранее по геолого-геофизическим материалам. Происхождение этого блока остается во многом неясным. Анализ имеющихся данных позволяет высказать предположение относительно идентичности глубоко погруженных разрезов Ленинанканского и Ширакской части Севано—Ширакского блоков с таковыми Гогаранского блока (нижний мел—юра). Возможно, они относятся к единой близмеридональной зоне, ограниченной с востока последней из вышеназванных структурных линий. Фундамент в этой зоне погружается ступенчато, посредством хорошо изученных широтных разломов, ограничивающих Гогаранский блок с юга и Ленинанканский с севера.

Прикуринский блок (центральный сегмент). Поверхность фундамента здесь моноκлиально погружается на северо-восток, залегая на

глубинах от 2000 до 6000 м (данные ст. «Земля» по профилям Маржара—Пойлы и Кохб—Шихлы и гравиметрии). Зона его сочленения с Сомхето-Карабахским блоком выражена предполагавшимся ранее [1,2] глубинным разломом, установленным в последнее время по профилям ст. «Земля», по данным которых проникает в верхнюю мантию на глубине около 38 км. Мощность земной коры в пределах Прикуриинского блока уменьшается, составляя 37—38 км, что характерно для многих молодых впадин. Последнее, действительно, свидетельствует о более тесных связях строения земной коры с неоген-четвертичными структурными элементами [9]. В пределах блока предположительно выделяются два второстепенных блока, разграниченных широтным разломом (Нюемберянский и Казахский).

Сомхето-Карабахский блок (северо-западный сегмент) четко разграничен вышерассмотренными глубинными разломами от Прикуриинского и Севано-Ширакского блоков. Структурный план поверхности фундамента здесь значительно сложнее. Особенности его строения, по-видимому, в значительной мере обусловлены поперечными разломами, приведшими к возникновению приподнятых (Локский массив, сводовые части Алавердского и Шамшадинского антиклинориев) и опущенных (Алавердский район, Иджеванская грабен-сигналиналь) блоков высшего порядка. Разграничивающие их разломы, будучи в некоторой своей части изученными по обнажениям осадочного чехла, остаются еще не исследованными сейсмическими методами, однако, распределение гравитационного поля указывает в целом на блоковый характер фундамента. Мощность осадочного чехла, сложенного образованиями юры и мела, в пределах указанных приподнятых и погруженных блоков, по имеющимся геолого-геофизическим данным, оценивается соответственно от 0 до 1500 м и от 2000 до 4000 м.

Вышеприведенный материал свидетельствует в целом о важнейшей роли разломов глубокого заложения в строении земной коры на Малом Кавказе. Именно последними в различные отрезки геологического времени обуславливались главнейшие геолого-тектонические переустройства в осадочной оболочке и осуществлялась связь с глубинными магматическими и рудогенерирующими очагами, размещенными в земной коре и мантии.

Имеющийся фактический материал свидетельствует также о чрезвычайно важной их роли в контроле процессов нефтегазоносности и вывода в определенные горизонты осадочного чехла минерализованных термальных вод [6]. Роль разломов глубокого заложения устанавливается и в пространственном распределении определенных типов полезных ископаемых, не связанных непосредственно с эндогенными источниками. В качестве примера можно привести, например, Мхчянский глубинный разлом (и одноименный блок), явно предопределивший, в силу своих длительных палеогеновых положительных тенденций, накопление соленосных фаций в пределах Масисского блока и, наобо-

рот, воспрепятствовавший (тектонический барьер) проникновению последних в собственно Мхчанский и Арташатский блоки.

С определенными зонами глубинных разломов связано существенное повышение геотермического градиента, свидетельствующее о контроле последних потоков глубинного тепла. Это, в частности, подтверждено в последнее время замерами в профильной скважине, пробуренной у с. Карчахпюр, где нами ранее в результате анализа геофизических материалов была выделена зона глубинного разлома, выполненная, как предполагалось, образованиями офиолитовой серии [5]. Последнее, кстати, подтвердилось при бурении упомянутой скважины. Любопытно, что ширина главных линий рассмотренных разломов, по данным сейсморазведки, бурения и геологических исследований, в общем невелика и равняется, в среднем, от первых десятков метров до первых сотен. Однако, воздействие на окружающую обстановку (эпиряющие разломы, проявления магматизма и пр.) несравненно шире и затрагивает более значительные пространства. Этому способствует, в частности, близкое расположение крупных разломов, создающих мозаичную структуру. В целом отмечается большая роль разломов в образовании структур как первого, так и высших порядков. В отложениях осадочного чехла проявляются не все разломы. Так, по данным КМПВ, в пределах Араксинского блока отмечается густая сеть разломов по фундаменту, часть из которых, видимо по причине малых амплитуд, не имеет достаточно четкого выражения в вышележащих толщах. Имеющийся богатый материал бурения, геологических исследований и, частично, сейсморазведки указывает на то, что вышеприведенные разломы отражаются в осадочном чехле, в основном, в качестве сбросов, взбросов, флексур и зон трещиноватостей, меньшее место занимают надвиги и сдвиги. Часть разломов развивалась конседиментационно, начиная с палеозоя, другая — активизировалась с начала верхнего мела, в палеогене и неогене. Большая роль принадлежит, по-видимому, разломам постседиментационного характера. В целом разграничение разломов, проникающих и не проникающих в осадочный чехол, сопряжено с большими трудностями. Расположение выделенных на рассматриваемой территории тектонических зон, представляющих крупные блоки, в соответствии с имевшимися представлениями о других областях Земли [10, 11], по-видимому, предопределено простиранием крупных разломов (типа линейментов), проникающих в земную кору и мантию. Первичная блоковая структура, выявляющаяся, в частности, и в строении наиболее древних (в каждом из рассмотренных блоков) толщ, в подавляющей своей части, видимо, унаследована от блокового характера структуры эпибайкальского фундамента. Вопросы становления и дальнейших передислокаций фундамента офиолитового типа являются значительно сложными, требующими специально направленных в этом плане геолого-геофизических, геохимических, петрологических и др. исследований, призванных, в частности, выяснить природу и механизм образования офиолитов, что к настоящему времени является остро дискуссионным. Тем не менее, приуроченность

этих образований, по-видимому, сложенных веществом мантии, к регионально выраженным разломным зонам не вызывает сомнений. Образования эти выделяются нами в качестве фундамента по той причине, что наличие под ними отложений осадочного чехла по ряду признаков (особенно сейсмических) вызывает сомнения. Интерпретация гравитационного и магнитного поля, а также материалов сейсморазведки осложнена концентрацией, на относительно небольшой территории, разломных зон насыщенных проявлениями магматизма, минерализации, метаморфизма, метасоматических замещений, эндогенного рудообразования. Трудности в интерпретации геофизической информации связаны также, по-видимому, с широким развитием фундамента офиолитового типа. Можно предположить, что последний, помимо известных районов, распространен в пределах значительной части Севано-Ширакского и др. блоков, на что, в частности, указывают отсутствие, в ряде случаев, нормальных сейсмических обменов из земной коры, наличие в этих зонах совмещенных положительных и гравитационных аномалий, весьма неполный, во многих районах, разрез осадочного чехла с вынадеженным из нее отложений древнее верхнего мела и юры, прямые данные бурения и др.

Учитывая большую роль разломов в формировании и контролировании многих видов минерального сырья, дальнейшее изучение всех этих вопросов, а также трассирование известных и выявление новых разломных зон и их специализации представляется весьма актуальным.

Управление Геологии Совета Министров Армянской ССР
Геолого-геофизическая экспедиция

Поступила 18.VII.1975.

Ա. Ռ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԿԵՆՏՐՈՆԱԿԱՆ ԵՎ ՀՅՈՒՄԻՍ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ՄԱՍԵՐԻ
ԷՊԻԲԱՅԿԱԼՅԱՆ ՀԻՄՔԻ ԲԼՈԿԱՅԻՆ ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔԻ ԵՎ ՆՐԱ
ՄԱԿԵՐԵՍԻ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻՆ ՊԼԱՆԻ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո լ ո լ մ

Սեյսմաերկրաբանական («Ձեմլյա», ԿՄՊՎ), գրավիմագնիսային, երկրաբանական և խոր հորատման ուսումնասիրությունների հիման վրա ապացուցվում է էպիբայկալյան հիմքի բլոկային կառուցվածքը, որն առաջացել է խորքային խզումների հետևանքով:

Առանձնացվում են մի շարք առաջին և բարձր կարգի բլոկներ, որոնք անջատված են խորքային խզումներով: Վերջիններս թափանցում են երկրի կեղև և շատ դեպքերում անցնում են վերին մանթիա:

Նկարագրվող շրջանում էպիբայկալյան հիմքի մակերեսի հիպոսեմտրիկ դիրքը տատանվում է +2000-ից մինչև -6000 մ սահմաններում: Երկրակեղևի հզորությունը կազմում է 37—52 կմ:

Էպիբայկալյան հիմքի բլոկային կառուցվածքով պայմանավորված են նստվածքային պատյանի զխավոր առանձնահատկությունները, կապված նրա

Երկրաբանական կառուցվածքի և տարրեր միներալալի նուժքի տեղաբաշխման հետ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпстрат», Ереван 1958.
2. Асланян А. Т. Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР, раздел «Тектоника», «Недра», М., 1970.
3. Арутюнян А. Р. К вопросу о природе некоторых вулканогенных свит Спитакского района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVII, № 3—4, 1964.
4. Арутюнян А. Р. Основные черты тектонического строения и рудоносности южной части Севано-Ширакского синклинория. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVII, № 6, 1964.
5. Арутюнян А. Р. О геологической природе геофизической информации, полученной в связи с изучением глубинного строения Араратской впадины и прилегающих районов. ДАН Арм. ССР, т. LX, № 2, 1975.
6. Арутюнян А. Р. Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР, Полезные ископаемые, раздел «Нефть и горючие газы». «Недра», 1975.
7. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
8. Габриелян А. А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско—Иранского сегмента Альпийской складчатой области. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIII, № 3, 1970.
9. Косыгин Ю. А. Основы тектоники, «Недра», М., 1974.
10. Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Известия АН СССР, сер. геол., № 5, 1945.
11. Штилле Г. Избранные труды. «Мир», М., 1964.

УДК 552.111

Л. Б. НАГАПЕТЯН

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ДОЛЕРИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ПО
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

На территории Армянского нагорья среди новейших вулканических образований особое место занимают лавы долеритовых базальтов. Эти породы верхнеплиоценового возраста широко распространены на Карском вулканическом плато, в Ахалкалакской вулканической области, в северо-западной части территории Армянской ССР и Приереванском районе.

Верхнеплиоценовый возраст долеритовых базальтов впервые установил А. Т. Аслаян [5,6], что в дальнейшем подтвердилось также палеомагнитными исследованиями [4]. Все верхнеплиоценовые вулканические образования Армении, в том числе и долеритовые базальты имеют обратную намагниченность. Данные по геологии и петрохимии этих пород приведены в работах [1—7,9, 11—13]. Долеритовые лавы, как правило, изливаются первыми как при начальных извержениях, так и после перерыва, но всегда предшествуют андезито-базальтам или андезитам.

В долеритовых базальтах, как известно, стекло практически отсутствует, а количество порфировых вкрапленников не превышает нескольких процентов. Структура основной массы долеритовая. Температура магматического расплава при излиянии на поверхность была близка к температуре ликвидуса.

У расплавов долеритовых базальтов хорошо выражена кристаллизационная способность, что подтверждается полной кристаллизацией магматического расплава после излияния. Базальтовые породы, имеющие долеритовую структуру, дают лавовые потоки большой протяженности.

Долеритовые лавы после излияния затвердевают медленнее. Ассоциирующие с ними андезито-базальтовые и андезитовые лавы образуют относительно небольшие лавовые потоки. Присутствие стекла в основной массе этих пород—обычное явление.

Долеритовые базальты кристаллизуются в узком температурном интервале, на что указывают почти постоянные составы кристаллов плагиоклаза основной массы и порфировые вкрапленники (Ап 53—58 для кристаллов основной массы и Ап 55—60 для фенокристаллов). Это явление, в свою очередь, указывает на то, что состав и вязкость остаточного расплава в ходе кристаллизации изменяются слабо.

С целью получения дополнительных данных об особенностях условий кристаллизации долеритовых базальтов, нами были проведены экспериментальные исследования по кристаллизации расплавов этих пород.

Задачей этих исследований была кристаллизация расплавов базальтового состава в условиях давления водяного пара от 500 до 2000 кг/см², включая:

1. Определение температурного интервала кристаллизации и последовательность образования минералов из расплава.
2. Изучение изменения интервала ликвидуса-солидуса в зависимости от давления водяного пара.
3. Порядок кристаллизации водосодержащих минералов.
4. Определение скорости кристаллизации и условия образования долеритовой структуры.
5. Установление возможности проявления кристаллизационной дифференциации.

Работа проводилась на установке высокого давления с внутренним нагревом и внутренним уравнителем давления, конструкция которой была разработана в ГЕОХИ Е. Б. Лебедевым и описана в работе [14]. Тепловое поле рабочей камеры контролировалось тремя термосаами Pt—Pt/Rh 10%, что позволило обеспечить выполнение опытов в строго выдержанных тепловых условиях. Измерение давления производилось с точностью $\pm 1\%$, а измерение температуры—в пределах $\pm 5^\circ$.

Навеска исходного материала в виде тонко истертого порошка весом от 0,3 до 0,4 г. помещалась в алундовую пробирку высотой соответственно навескам от 10 до 14 мм и внутренним диаметром 6 мм, уплотнялась и смачивалась водой. Затем пробирка закрывалась плотно пригнанной пробкой из алунда. Пробирка помещалась в платиновый реактор, предварительно заполненный водой, с таким расчетом, чтобы она оказалась в зоне постоянной температуры. Остальное пространство реактора заполнялось пригнанными заглушками из алундовых стержней. После присоединения пережимного устройства, реактор помещался в сосуд высокого давления. Равномерное тепловое поле в реакционной зоне получалось при помощи трехсекционного нагревателя, с тремя самостоятельными нагревательными элементами, мощность которых можно было регулировать в процессе опыта, независимо друг от друга.

Сжатие газа до 2000 кг/см² производилось двухступенчато. Лабораторный газовый компрессор сжимал газ до 1000 кг/см². Дальнейшее повышение давления производилось мультипликатором до 2000 кг/см². Создав нужное заданное давление, включали печь и температуру доводили до 1300°C. Все опыты проходили с выдержкой при этой температуре в течение часа для обеспечения полного расплавления образца. После выдержки в течение часа температура понижалась до заданной за 5—10 мин.

В экспериментах в качестве исходного материала использован образец долеритового базальта, состав которого приведен в табл. 1. Ниже приводится описание этой породы.

Долеритовый базальт (образец 668). место взятия ущелье реки Дебед. Состоит из оливина, плагиоклаза (An 50), моноклинного пирок-

сена и рудного минерала. Кристаллы оливина по краям частично изменены.

Эксперименты были выполнены в двух вариантах:

1. Кристаллизация в условиях постоянной заданной температуры в течение определенного промежутка времени, а затем закалка. 2. Кристаллизация в условиях медленного охлаждения в заданном интервале температуры и закалка.

Закалка проводилась путем выключения нагрева и скорость охлаждения составляла 150—200 град/мин. Давление в процессе закалки поддерживалось постоянным и равным давлению во время опыта.

Конечные продукты изучались оптически.

Результаты исследования

Основные результаты экспериментов по кристаллизации расплава долеритового базальта (табл. 2) показывают, что температурный интервал кристаллизации составляет 100° в условиях давления водяного пара от 500 до 2000 кг/см² (рис. 1). При $P_{H_2O} = 500$ кг/см² от 1090 до 990°C и при $P_{H_2O} = 2000$ кг/см² от 1000 до 900°C. Температура ликвидуса и соли-

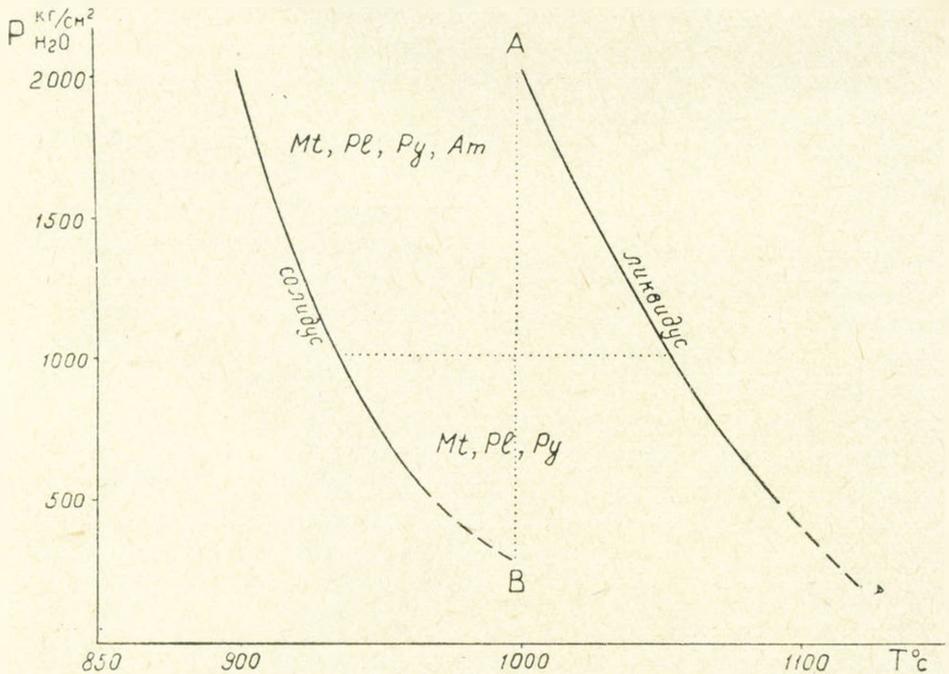


Рис. 1. Схема кристаллизации расплава долеритового базальта.

Mt — магнетит, Pl — плагиоклаз, Py — пироксен, Am — амфибол.

дуса долеритовых базальтов более высокая, чем расплавов андезитобазальтового состава из пород Ишханасарского вулканического массива [10]. У андезитобазальтов интервал ликвидуса-солидуса больше, чем расплава долеритового базальта. При кристаллизации расплавов доле-

Таблица 1

Химический, нормативный минеральный составы и числовые характеристики долеритового базальта*

Химический состав		Нормативный минеральный состав		Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	
SiO ₂	49,91	Or	7,5	a	10,1
TiO ₂	1,32	Ab	30,4	c	7,8
Al ₂ O ₃	18,62	An	30,6	b	22,4
Fe ₂ O ₃	5,38	Di	9,7	s	59,7
FeO	4,75	Hy	8,0	f'	43,3
MnO	0,26	Ol	2,5	m'	42,6
MgO	5,52	Il	2,4	c'	14,1
CaO	8,71	Mt	7,9	n	80,5
Na ₂ O	3,62			φ	21,3
K ₂ O	1,25			t	1,9
влага	0,22			Q	-8,6
п.п.п.	0,70			a/c	1,3
Сумма	100,26		99,00		

* Образец любезно предоставлен Э. Х. Харазяном.

Таблица 2

Результаты экспериментов по кристаллизации расплава долеритового базальта

№ опытов	Температура заалки °C	Время кристаллизации, час	Минеральный состав после опытов, весовые %	
			Кристаллические фазы	Стекло
$P_{H_2O} = 2000 \text{ кг/см}^2$				
13/1	1000	18	$\Sigma = 5 (Pl + Py + Am + Mt)$	95
19/1	960	6	$\Sigma = 65 (Py + Pl + Am + Mt)$	35
10/1	950	15	$\Sigma = 70 (Py + Pl + Am + Mt)$	20
6/2	900	20	$\Sigma = 90 (Py + Pl + Am + Mt)$	10
18/1	890	10	$\Sigma = 100 (Pl + Py + Am + Mt)$ закалочные	—
8/2	1030—750	15	$\Sigma = 95 (Pl + Py + Am + Mt)$	5
9/1	1030—750	16	$\Sigma = 95 (Pl + Py + Am + Mt)$	5
$P_{H_2O} = 1000 \text{ кг/см}^2$				
1	1080	4	Mt	99
14/1	1070	16	$\Sigma = 2 (Pl + Mt)$	98
12/3	970	4	$\Sigma = 65 (Py + Pl + Mt + Am)$	35
5/2	970	15	$\Sigma = 75 (Py + Pl + Mt)$	25
2	930	5	$\Sigma = 90 (Py + Pl + Mt)$	10
$P_{H_2O} = 500 \text{ кг/см}^2$				
15/1	1090	16	$\Sigma = 2 (Pl + Mt)$	98
16/1	980	18	$\Sigma = 80 (Pl + Py + Mt)$	20
17/1	940	64	$\Sigma = 100 (Pl + Py + Mt)$ закалочные	—

Py — моноклинный пироксен, Pl — плагиоклаз, Am — амфибол, Mt — магнетит.

что при постепенном уменьшении количества летучих компонентов в расплаве, кристаллизация может пройти полностью при постоянной температуре по линии АВ. Если кристаллизация расплава начинается при содержании воды 5%, что соответствует давлению воды 2000 кг/см², то в ходе сброса воды во время кристаллизации, когда содержание ее в расплаве становится 3%, что соответствует давлению воды 1000 кг/см², количество образованной кристаллической массы составляет около 70%.

Кристаллизация в узком температурном интервале должна приводить к быстрому выделению значительного количества скрытого тепла, которое компенсирует потери тепла в ходе остывания лавы на поверхности Земли. Таким образом кристаллизация лавового потока происходит почти при постоянной температуре.

Следовательно, в ходе кристаллизации нет резкого изменения вязкости остаточного расплава, что, в свою очередь, способствует только росту кристаллов, а не образованию новых кристаллических центров. Это приводит к возникновению долеритовой структуры и сохранению подвижности потока на большие расстояния.

Влияние химического состава на образования долеритовых структур рассмотрено нами в работе [9].

Относительно первичности магматических расплавов, которые при охлаждении дали долеритовые базальты, существует единое и неоспоримое мнение.

Исходя из петрохимических особенностей этих пород и на основании данных экспериментальной петрологии [8, 15], нами сделан вывод о том, что исходные расплавы долеритовых базальтов являются первичными, недосыщенными SiO₂ щелочными магматическими выплавками, которые возникли на относительно больших глубинах в верхней мантии [9].

Институт геологических наук
АН Арм. ССР

Поступила 5.X.1973.

Լ. Բ. ՆԱԶԱԳԵՏՅԱՆ

ԳՈՂԵՐԻՏԱՅԻՆ ԲԱԶԱԼՏՆԵՐԻ ԲՅՈՒՐԵՎԱՅԻՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ
ՓՈՐՁԱՐՄԱԿԱՆ ՏՎՅԱԼՆԵՐՈՎ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում տրվում է գոլերիտային բազալտների հալոցքների լիկվիդուսի և սոլիդուսի ջերմաստիճանի կախումը ջրային գոլորշիների ճնշման մեծությունից, ապա կազմող միներալների առաջացման հաջորդականությունը, ինչպես նաև գոլերիտային սարուկտուրայի առաջացման պատճառները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Адамян А. А. Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приереванского района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1961.
2. Адамян А. А. Петрохимические особенности плиоценовых основных эффузивных пород Армении. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд-во АН СССР, М., 1963.
3. Адамян А. А. Минералого-геохимические особенности плио-плейстоценовых эффузивных пород Ереванского грабен-синклинория. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1973.
4. Акопян Ц. Г., Оганесян Ш. С. Плотностная и магнитная характеристика геологического разреза, Геология Армянской ССР, т. X, «Геофизика» 1972.
5. Асланян А. Т. Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района (Армянской ССР). Докл. АН Арм. ССР, т. XI, № 3, 1950.
6. Асланян А. Т. О происхождении массива г. Арагац. Докл. АН Арм. СССР, т. XII, № 4, 1950.
7. Гукасян Ю. Г. Долеритовые базальты бассейна среднего течения реки Ахурян (окрестности сел. Ваграмаберт). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1970.
8. Нодер Г. С. и мл. Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. «Мир», М. 1965.
9. Нагапетян Л. Б. К вопросу о генезисе долеритовых лав Лорийского плато. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1973.
10. Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б. Экспериментальное исследование кристаллизации вулканических пород Ишханасарского массива. «Геохимия», № 2, 1975.
11. Харазян Э. Х. Новейший вулканизм северо-западной части Армянской ССР. «Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне. (Карпаты, Крым, Кавказ)». «Наука». Сибирское отделение, Новосибирск, 1973.
12. Харазян Э. Х. Новейшие вулканические образования верховья бассейна реки Ахурян, Арм. ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1968.
13. Харазян Э. Х. Центры извержений района Кечутского хребта. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1970.
14. Хитаров Н. П., Кадик А. А., Лебедев Е. Б. Растворимость воды в расплаве базальта. «Геохимия», № 2, 1967.
15. Ikuo Kushiro. Compositions of magmas formed by partial zone melting of the Earth's Upper Mantle, Journal of geophys. res., vol. 73, № 2, 1968.
16. Muir J. D., Tilley C. E., Scoon J. H. Contributions to the petrology of Hawaiian basalts. I. The picrite basalts of Kilauea. Am. Journal of Sci. vol. 255, 241-253, 1957.

УДК 550.42

В. Е. ВАРТАНЕСОВ

К ВОПРОСУ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ МЕТАЛЛОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ АГАРАКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Изучение распределения металлогенных элементов в породах Агаракского рудного поля имеет важное значение в использовании этих данных при поисковых работах в районе.

Особый интерес представляет распределение молибдена, меди, серебра, свинца и цинка, которые в определенных геологических условиях в рудных узлах приразломной полосы Дебаклинского разлома образуют промышленные скопления или площади аномально-повышенных концентраций—ореолы рассеяния и являются прямыми индикаторами медно-молибденового оруденения.

Проведенное геохимическое картирование в пределах Агаракского рудного поля позволило установить отдельные закономерности их распределения и выявить характерные черты образования ореолов над рудными телами, на флангах Агаракского месторождения.

Эндогенные ореолы отличаются значительно повышенными концентрациями элементов-индикаторов, которые хорошо выделяются на общем фоне рассеянной минерализации, характерной для данного района. Поэтому определение местного геохимического фона и аномально-повышенных содержаний производилось по наиболее часто встречающимся концентрациям (данные приближенно-количественного спектрального и химического анализов), в зависимости от математического закона, которому подчинено распределение этого элемента в породе [1].

Как показали исследования, в Агаракском рудном поле четко выделяются два вида рассеяния рудных элементов—первично-конституционное (сингенетическое) и вторично-наложенное (эпигенетическое) [1].

Сингенетическое рассеяние элементов проявляется повсеместно и характеризуется закономерным изменением содержаний того или иного элемента, в зависимости от петрохимического состава пород и конкретных условий их образования.

Эпигенетическое рассеяние проявляется на отдельных площадях, приуроченных к определенным тектоническим узлам. Здесь отмечается общее обогащение пород рудными компонентами и образуются участки аномально-повышенных концентраций вокруг месторождения. Эпигенетическое рассеяние элементов на исследованной территории отмечается также в пределах отдельных зон дробления и гидротермального изменения [2].

Молибден, медь, серебро, а также свинец и цинк в породах рудного поля, на участках, не затронутых интенсивным гидротермальным изменением, содержатся в количествах, не превышающих кларк (по А. П.

Виноградову) для кислых пород более, чем в 3 раза (табл. 1). Значительно обогащены Mo, Cu, Ag только породы Южного (Агаракского) штока лейкократовых гранодиорит-порфиров, где средние содержания Mo превышают кларк в 4—5 раз, а Cu—в 6—8 раз, особенно в эндоконтактах. Последнее объясняется тем, что в породах штока, особенно в краевых частях, отмечается видимое сульфидное обогащение, что приводит к заметному обогащению пород, в целом.

В площадях, где породы подверглись сильному гидротермальному изменению, во вмещающих породах Агаракского рудного поля происходит обогащение рудными элементами, и содержания Mo, Cu, Ag и W резко возрастают, образуя участки аномально-повышенных концентраций, превышающих кларк в десятки раз.

Распределение содержаний элементов-индикаторов—Mo, Cu, Ag, Pb и Zn не во всех случаях подчиняется нормальному и логнормальному законам. В большинстве своем нормальное или логнормальное распределение отмечается в породах, расположенных вдали от участков, подвергшихся интенсивному гидротермальному изменению.

В измененных породах Агаракского рудного поля, находящихся в непосредственной близости к месторождению, наряду с логнормальным обнаруживается распределение элементов-индикаторов, характеризующихся более высокими показателями асимметрии и эксцесса. Указанное распределение характерно для случаев, когда главные концентрации того или иного элемента находятся в виде собственных минералов или примесей в одном минерале-концентрате, когда неравномерность распределения его в породе влечет за собой неравномерность распределения элемента.

Дифференциальная кривая (рис. 1) характеризуется некоторым отклонением правой ветви, указывающим на появление другого, наложенного обогащения [6].

Молибден в пределах рудного поля (исключая ореолы рассеяния) заметного площадного обогащения не образует, а повышенные концентрации его приурочены к зонам трещиноватости пород. Для Mo характерно логнормальное распределение со сравнительно небольшими значениями дисперсии (S^2), асимметрии (A) и эксцесса (E) (табл. 2). Подобные параметры характерны, в основном, для сингенетического распределения, связанного с нахождением рудного элемента во многих элементах-носителях.

Распределение Mo в кварцевых монзонитах, в этом смысле, является весьма показательным, так как последние в пределах рудного поля почти не затронуты гидротермальными процессами, характерными для рудообразования.

В главных рудовмещающих породах Агаракского месторождения— в граносенинитах и лейкократовых гранодиорит-порфирах, подвергшихся значительному гидротермальному изменению, нормальное распределение Mo нарушается в результате его привноса и перераспределения. Указан-

Фоновые и аномальные значения Мо, Си, Аг, Рб и Zn в Агараке

Таблица 1

Породы	К-во проб	Мо (кл. $1 \cdot 10^{-4} \text{ ‰}$)		Си (кл. $2,3 \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$)		Аг (кл. $0,5 \cdot 10^{-5} \text{ ‰}$)		Рб (кл. $2 \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$)		Zn (кл. $6 \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$)	
		ЖФ	ЖАН	ЖФ	ЖАН	ЖФ	ЖАН	ЖФ	ЖАН	ЖФ	ЖАН
Кварцевые монзониты	130	1,73	12,1	13,18	80,0	1,70	14,1	7,24	19,0	8,9	33,1
Гранодиориты	79	1,85	13,0	7,41	34,0	1,48	16,6	9,55	25,1	6,4	30,2
Граносениты	394	2,10	15,0	8,71	65,0	2,19	13,2	6,31	23,4	3,4	22,4
Лейкократовые гранодиорит-порфиры	39	4,74	53,0	13,18	14,0	3,80	22,4	6,76	15,8	4,36	15,5

Основные параметры распределения Мо в Агараке

Таблица 2

Породы	К-во проб	lg x	S lg	V lg	λ (5%)	A lg/ σ_A	E lg/ σ_E
Порфириты	24	1,56	1,62	0,28	0,40	0,66	1,28
Кварцевые монзониты	130	1,24	0,34	0,55	0,06	2,98	5,50
Гранодиориты	79	1,27	0,38	0,62	0,09	0,43	3,32
Граносениты	394	1,32	0,32	0,58	0,04	2,19	8,07
Лейкократовые гранодиорит-порфиры	39	1,68	0,42	0,71	0,16	0,20	2,27

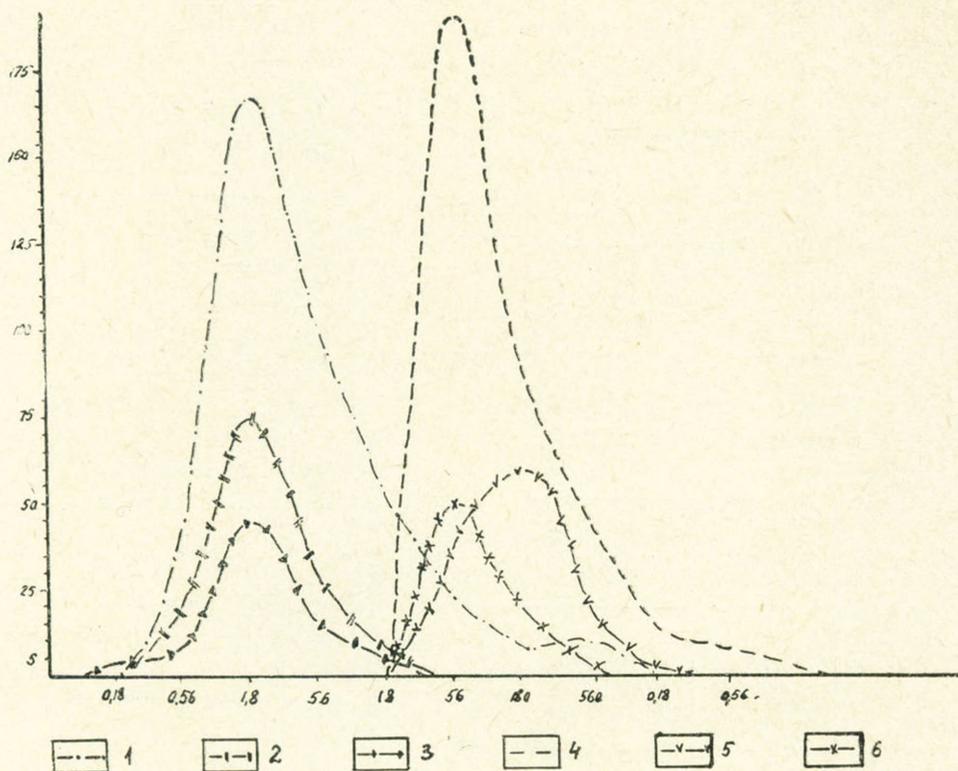


Рис. 1. Модальный график распределения меди и молибдена в породах Агаракского месторождения. Условные обозначения: 1—молибден в гранодиоритах; 2—в кварцевых монцонитах; 3—в гранодиоритах; 4—медь в гранодиоритах; 5—в кварцевых монцонитах; 6—в гранодиоритах.

ное особенно проявляется на участках, где преобладают сульфидные формы обогащения Mo , Cu , Ag .

Площадное распределение Mo характеризуется зонами рассеянной минерализации, приуроченными к крупному близмеридиональному Агаракскому разлому и более мелким зонам гидротермального изменения. Эндогенные ореолы обнаруживаются над рудными телами (Северный участок).

Медь. Содержания меди на участке месторождения близки к кларку [3] и их взаимосвязь с породообразующими, особенно с феррическими минералами более заметна. Наиболее высокое среднемодальное содержание установлено в кварцевых монцонитах Агарака, характеризующихся повышенным содержанием Mg , Ca , Na и в минерализованных лейкократовых породах штока.

Параметры и модальный график распределения концентраций Cu характеризуются положительной асимметрией, что указывает на изменение закона распределения ее в породах Агарака и возможность концентраций в одном или нескольких минералах (табл. 3, рис. 1).

Минералогические исследования, проведенные Б. М. Меликсетяном [4], показали, что в породах района медью существенно обогащены

Таблица 3

Основные параметры распределения Cu в породах Агарака

Породы	К-во проб	lg x	S lg	V lg	\bar{r} (5° о)	A lg/ σ_A	E lg/ σ_E
Порфириты	24	0,92	0,25	0,39	0,13	0,17	0,87
Кварцевые монцититы	130	1,12	0,32	0,51	0,06	2,32	5,55
Гранодиориты	79	0,87	0,26	0,41	0,06	2,52	6,01
Граноспелиты	394	0,94	0,35	0,57	0,04	8,10	6,12
Лейкократовые гранодиорит-порфиры	39	1,12	0,41	0,69	0,15	1,50	2,31

пироксены, роговая обманка, биотит, а также аксессуарные—магнетит, ильменит и сфен. Повышенные концентрации его связываются с образованием первичных и вторичных сульфидных минералов.

Анализ, проведенный на определение формы нахождения Cu в неизмененных и рудосодержащих граноспелитах Агарацкого рудного поля, по методике, разработанной в ВИТР-е (аналитик Ц. Эскузьян), позволил установить, что в неизмененных граноспелитах на долю первичных и вторичных сульфидов меди приходится около 38% общего содержания; на долю Fe-форм и окисных соединений—свыше 46%, в то время как в оруденелых граноспелитах основные концентрации составляют первичные и вторичные сульфиды (53 и 36%). На долю же Fe-форм приходится всего 13%.

Таким образом, в пределах Агарацкого рудного поля довольно хорошо выделяются концентрации Cu, связанные с нахождением ее в породообразующих минералах (Fe-формы и окисные соединения) и концентрации, образовавшиеся за счет привноса Cu в стадию рудообразования.

Повышенные содержания Cu отмечаются в измененных породах всех интрузивных фаз, однако эти участки не приурочены к Агарацкому разлому, а встречаются на всей территории рудного поля в виде небольших пятен на фоне рассеянной минерализации. Над рудными телами Северного участка медь, как и молибден, образует четкие ореолы рассеяния.

Серебро. В породах рудного поля и полосы Дебаклинского разлома находится в пределах кларка [3] и лишь в отдельных участках, связанных с зонами гидротермального изменения или проявления собственных минералов, его содержание возрастает, достигая $5 \cdot 10^{-4}$ ‰.

Низкая чувствительность анализа ($1 \cdot 10^{-5}$ ‰) позволяет точно охарактеризовать его содержания в породах и вывести геохимический фон для каждого комплекса, однако совершенно отчетливо устанавливается связь Ag с рудообразующими минералами. Анализы мономинеральных фракций показывают, что значительные содержания Ag заключены в халькопиритах (до 0,075%), галенитах (до 0,024%) и сфалеритах (до 0,013%). Молибдениты Агарацкого рудного поля почти не содержат Ag ($7 \cdot 10^{-4}$ ‰).

Во вмещающих породах Агаракского месторождения—в граноспелитях Ag содержится в концентрациях от $8 \cdot 10^{-6}\%$ до $3 \cdot 10^{-4}\%$, составляя в среднем $4 \cdot 10^{-5}\%$. Еще больше Ag в лейкократовых породах Южного штока; здесь его содержания достигают $1 \cdot 10^{-4}\%$, что объясняется сравнительно высоким содержанием в породе рудных минералов.

Свинец в породах Агаракского рудного поля содержится в незначительном количестве—ниже кларка для кислых пород.

Наиболее обогащены Pb гранодиориты ($10 \cdot 10^{-4}\%$) и кварцевые монцититы ($8 \cdot 10^{-4}\%$), менее — кварциты ($4 \cdot 10^{-4}\%$) и порфириты ($4 \cdot 10^{-4}\%$). По полученным анализам мономинеральных фракций устанавливается, что основные концентрации Pb приходится на породообразующие минералы, причем наиболее высокие содержания Pb отмечаются в калиевых полевых шпатах— $0,01$ — $0,003\%$. Кроме того, в отдельных зонах гидротермального изменения встречаются выделения собственных минералов—галенита и самородного свинца.

В пределах рудного поля небольшие участки с аномально-повышенным содержанием Pb не совпадают с участками медно-молибденового оруденения, а несколько смещены к периферии (горизонтальная зональность) [5].

Цинк. В породах рудного поля распространен повсеместно, но в содержаниях, незначительно превышающих кларк. Наиболее высокими содержаниями Zn обладают кварцевые монцититы ($9,8 \cdot 10^{-3}\%$) и гранодиориты ($9 \cdot 10^{-3}\%$), т. е. породы, почти не затронутые процессами гидротермального изменения, но с значительным содержанием темноцветных. Породы, подвергшиеся этим изменениям, а также более кислые разновидности содержат Zn в меньших количествах. В граноспелитах, например, содержания Zn составляют $6,5 \cdot 10^{-3}\%$, в кварцитах— $2,9 \cdot 10^{-3}\%$.

В породах Агаракского месторождения вынос Zn отмечается на участках, где наиболее хорошо развито кварц-серицитовое изменение, с которым связываются основные рудные стадии минерализации. Основные содержания Zn , как показали анализы мономинеральных фракций, заключены в роговой обманке ($0,1\%$), биотите ($0,03$ — $0,1\%$) и в сфене ($0,3\%$), т. е. в минералах, обогащенных Mg , Fe и Mn , с которыми Zn тесно связан.

В пределах рудного поля Zn распределяется довольно неравномерно, за редким исключением, почти целиком зависит от состава вмещающих пород. Аномально-повышенные содержания Zn отмечаются только в зонах мелких нарушений, где он встречается в виде сульфидов.

Таким образом, как видно из вышесказанного, в пределах рудного поля молибден, медь и серебро рассеиваются в породах в процессе формирования интрузивных комплексов в незначительных количествах; главное обогащение пород этими элементами связано с эпигенетическими процессами, приведшими к образованию самого месторождения. Участки площадного обогащения пород хорошо фиксируются над рудными телами Агаракского месторождения.

Распределение Pb и Zn больше связано с кристаллохимическим рассеянием этих элементов в породообразующих минералах, главным образом, темноцветных и поэтому зависит от вещественного состава пород и степени их изменения. Исключением является поведение Pb и Zn в зонах гидротермального изменения, где в результате привноса восходящими гидротермальными растворами этих элементов происходит отложение в виде собственных минералов.

Институт геологических наук
АН Арм. ССР

Поступила 14. III. 1975.

Վ. Ե. ՎԱՐԹԱՆՅԱՆ

ԱԳԱՐԱԿԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԳԱՇՏՈՒՄ ՄԵՏԱՂԱՄԻՆ ՏԱՐՐԵՐԻ ԲԱՇԽՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Ագարակի հանքային դաշտի գեոքիմիական քարտեզագրման հիման վրա արվում են Mo, Cu, Pb, Zn, Ag բաշխման օրինաչափությունները՝ Ագարակի հանքավայրի շուրջը ցրման եզրապսակների հայտնաբերման համար:

Ցույց է արվում, որ հանքադաշտում Mo, Cu, Ag հիմնական հարստացումը տեղի է ունենում հիդրոթերմալ ստացիայում, հանքավայրի առաջացման հետ միաժամանակ: Այս դեպքում ապարների հարստացման գլխավոր ձևը առաջնային և երկրորդային սուլֆիդներն են:

Կատարը և ցինկը ցրվում են հիմնականում ինտրուզիվ ապարների բյուրեղացման ընթացքում, չնայած որ նրանց որոշ անոմալ կոնցենտրացիաները կապված են էպիգենետիկ հանքայնացման պրոցեսների հետ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Беус А. А., Григорян С. В. Использование методов математической статистики при геохимических поисках (Лекция) Изд. Всесоюз. заочн. ПИ., М. 1973.
2. Вартанесов В. Е. Эпигенные ореолы рассеяния Агаракского медно-молибденового месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1970.
3. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород, «Геохимия», № 7, 1962.
4. Меликсетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона, Сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». «Недра», 1964.
5. Овчинников Л. Н., Баранов Э. П., Григорян С. В., Овчинникова Л. В. Закономерности формирования первичных геохимических ореолов и их соотношение с окolorудными изменениями. Сб. «Метасоматизм и рудообразование». «Наука», 1974.
6. Остафийчук И. М., Толстой М. И. Статические закономерности распределения химических элементов в гранитоидах. «Недра», М., 1972.
7. Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. (Методическое руководство). ОНТИ ВНИИР, Л., 1967.

УДК 550.42

А. А. КОДЖОЯН, СВ. С. МКРТЧЯН

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ СФАЛЕРИТОВ ИЗ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛАВЕРДИ-КАФАНСКОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Сравнение особенностей минерального состава руд свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождений одного из наиболее изученных регионов Армении—Алаверди-Кафанского металлогенического пояса произведено по одному минералу—сфалериту. Сфалерит весьма широко распространен в этих месторождениях, является главным компонентом руд, ценным сырьем для промышленности и содержит в себе большую генетическую информацию.

В данной статье нами рассматривается сравнительная характеристика сфалеритов с позиции изменения их физических свойств, в частности, окраски в зависимости от химического состава.

Прежде чем перейти к сравнительному анализу сфалеритов, коснемся некоторых общих вопросов условий образования месторождений, прямым образом отражающихся на типоморфизме минералов.

Рассматриваемые колчеданно-полиметаллические (Ахтала, Шаумян) и свинцово-цинковые (Марцигет, Привольное, Круглая Шишка) месторождения расположены в пределах Алаверди-Кафанского металлогенического пояса. Месторождения различаются по возрасту, структурно-текстурным особенностям и минеральному составу руд, по последовательности формирования парагенетических ассоциаций минералов, а также по характеру изменения рудовмещающих пород. Оруденение эпигенетично по отношению к породам рудовмещающих толщ и контролируется разломами северо-западного направления.

Формирование руд на исследуемых месторождениях представляло собой длительный многостадийный процесс, который прерывался тектоническими подвижками, сопровождаемыми изменением термодинамических условий и сменой химического состава растворов. В силу этих изменений на месторождениях выделяется не менее пяти стадий минерализации, отличающихся разновозрастными минеральными ассоциациями. Парагенетическая ассоциация минералов в пределах продуктивной галенит-сфалеритовой стадии минерализации на всех месторождениях характеризуется сходным минеральным составом. Различия устанавливаются лишь в количественных соотношениях отдельных минералов.

Состав сфалеритов

Выявление закономерностей распределения примесей в сфалеритах позволит сравнить между собой сфалериты, возникшие в различных гео-

логических и физико-химических условиях. Сфалериты содержат в качестве примесей широкий диапазон элементов, составляющих так называемый «микропарагенезис». Такими элементами являются Fe, Mn, Ni, Co, Cd, Ge, Ga, In, Cu, Pb, Ag, Au, Sb, Hg и др. Однако при общности состава количественное распределение элементов-примесей в различных сфалеритах различное, что, естественно, является отражением условий, в которых образуется сфалерит.

Железо. Характерной особенностью сфалеритов Алаверди—Кафанского металлогенического пояса является их маложелезистость. На месторождении Ахтала содержание железа в сфалерите в среднем составляет 1,19%, на Марцигетском месторождении—0,92%, на Круглой Шишке—0,57%, на Шаумянском—1,18%. Если учесть, что на основании экспериментальных данных содержание железа в сфалерите может достигнуть 26%, то становится очевидным, что имеющиеся содержания железа в сфалеритах незначительны. Сопоставление средних содержаний железа в разноокрашенных сфалеритах из перечисленных месторождений приводится на рис. 1. Как видно из рисунка 1, в сфалеритах различной окраски колебания содержаний железа незначительны (0,5—1%).

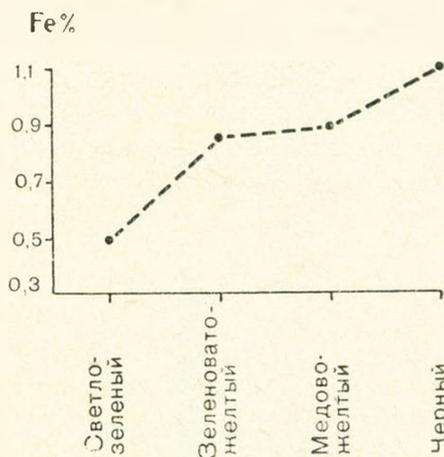


Рис. 1. Распределение железа в разноокрашенных сфалеритах.

Как выяснилось, исследуемые сфалериты оказались вне поля зрения диаграммы Куллера и использовать данные смесимости, как геологический термометр для установления приближенной температуры формирования свинцово-цинковых руд, оказалось невозможным. Система, предложенная Куллерудом, рассчитана на сульфид цинка с содержанием железа не менее 3%.

Марганец является характерным элементом для сфалеритов. На месторождении Ахтала содержание марганца варьирует от 0,016 до 0,03%. На месторождении Круглая Шишка содержание марганца колеблется в пределах 0,003—0,028%. Самые высокие содержания марганца в сфалерите наблюдаются на Привольненском месторождении—0,53%. На Марцигетском месторождении марганец в сфалерите составляет в

среднем 0,054%, на Шаумянском—0,39%. Вместе с тем, четкой зависимости между содержанием марганца в сфалерите и его окраской не наблюдается (рис. 2).

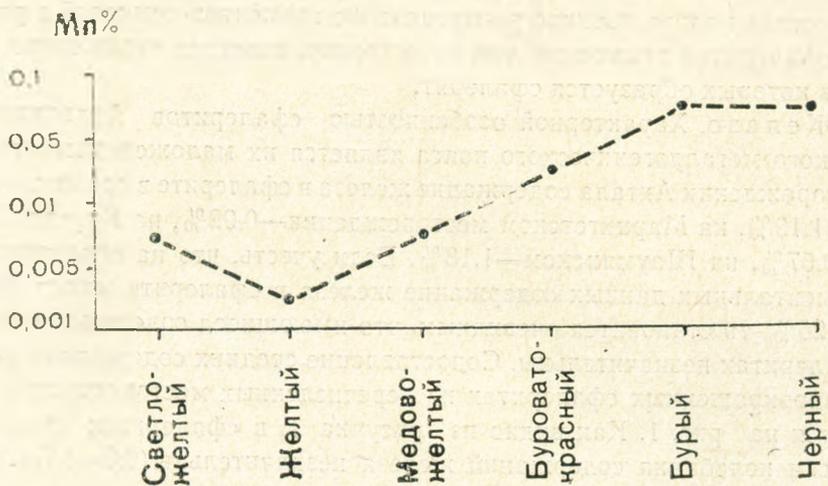


Рис. 2. Распределение марганца в разноокрашенных сфалеритах.

Кадмий. Основным минералом-носителем кадмия в рудах является сфалерит. Средние содержания кадмия в сфалеритах из разных формаций руд приводятся на рис. 3. Как видно из графика, самое высокое

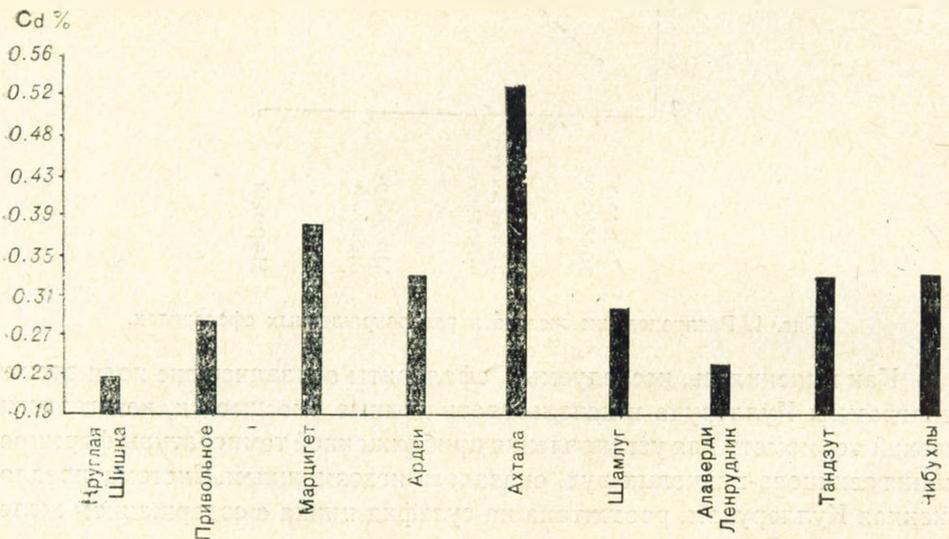


Рис. 3. Распределение кадмия в сфалеритах из разных формаций руд

содержание кадмия в сфалерите (0,53%) приходится на месторождение Ахтала. В литературе по поводу содержания кадмия в разноокрашенных сфалеритах большинство авторов считает, что в светлых разностях сфалеритов содержания кадмия выше, чем в темных. Определенной закономерности в изменении окраски сфалеритов от содержания кадмия в них

не устанавливается. Вместе с тем наблюдается понижение концентрации кадмия при переходе от светлых разновидностей к темным (рис. 4).

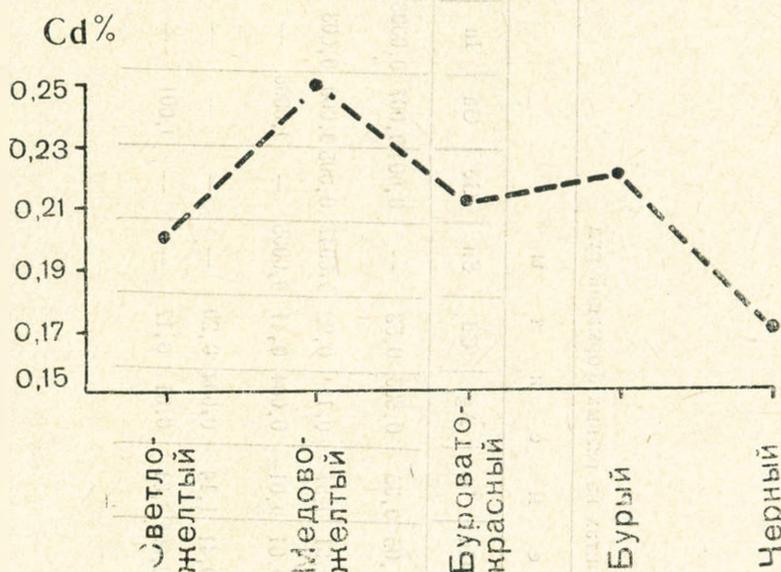


Рис. 4. Распределение кадмия в разноокрашенных сфалеритах.

Свинец. Содержание свинца в сфалеритах из месторождения Ахтала варьирует в пределах 0,35—0,66%; на Марцигетском месторождении—0,01—2%; на Привольненском месторождении содержание свинца в сфалеритах составляет в среднем 1,14%; на месторождении Круглая Шишка—0,31%.

На всех месторождениях установлено, что при переходе от светлоокрашенных разновидностей сфалеритов к темноокрашенным содержание свинца повышается [1]. Это хорошо видно на рис. 5.

В таблице 1 приводятся содержания элементов-примесей в сфалеритах из разных формаций руд. Исследование состава сфалеритов показало, что для них характерен, примерно, один и тот же набор элементов-примесей, но содержание их неодинаково.

Из таблицы 1 видно, что сфалериты колчеданно-полиметаллической формации руд характеризуются более высоким содержанием Ag, Cd, Ge, In, Ga, Hg, а сфалериты свинцово-цинковых месторождений полиметаллической формации руд характеризуются сравнительно высоким содержанием Pb, Co. По содержанию Fe сфалериты почти не отличаются.

Элементы-примеси Mo, Sb, As, Sn, Au встречаются спорадически. Все элементы-примеси в сфалеритах можно выделить в две группы, отражающие разное поведение их в рудах различных месторождений.

Первая группа—это элементы-примеси, содержащиеся во всех сфалеритах, независимо от абсолютных концентраций. Это примеси Fe, Mn, Cd. Изоморфное нахождение этих элементов в сфалеритах установлено многими исследователями и не вызывает сомнений.

Таблица 1

Распределение элементов-примесей в сфалеритах из разных формаций руд

Формация руд	Месторождение	Число проб	Э л е м е н т ы																
			Fe	Mn	Ni	Co	Mo	Sb	As	Cu	Pb	Ag	Cd	Sn	Ge	Ga	In	Hg	Au
Колчеданно-полиметаллическая	Ахтала	11	1,19	0,016	—	—	0,0001— 0,03	—	—	0,05	0,35	0,003	0,53	—	0,004	0,007	0,0003	0,001	—
	Шаумян	38	1,18	0,10	0,0007	0,0005	0,0003	0,004	0,024	0,61	0,57	0,12	0,92	0,0047	0,005	0,009	0,003	0,0015	0,015
Полиметаллическая и свинцово-цинковая	Марцигет	34	0,92	0,054	—	0,04	—	—	—	0,01	0,01— 2	0,004	0,41	0,0005	—	0,0006	—	—	—
	Привольное	21	2,2	0,52	0,001	0,012	—	—	0,03	0,41	1,14	0,004	0,20	—	—	—	—	0,002	—
	Круглая Шишка	28	0,57	0,003— 0,028	—	0,001	0,0001	0,003	—	0,005	0,31	0,01	0,17	—	—	0,001	—	—	—

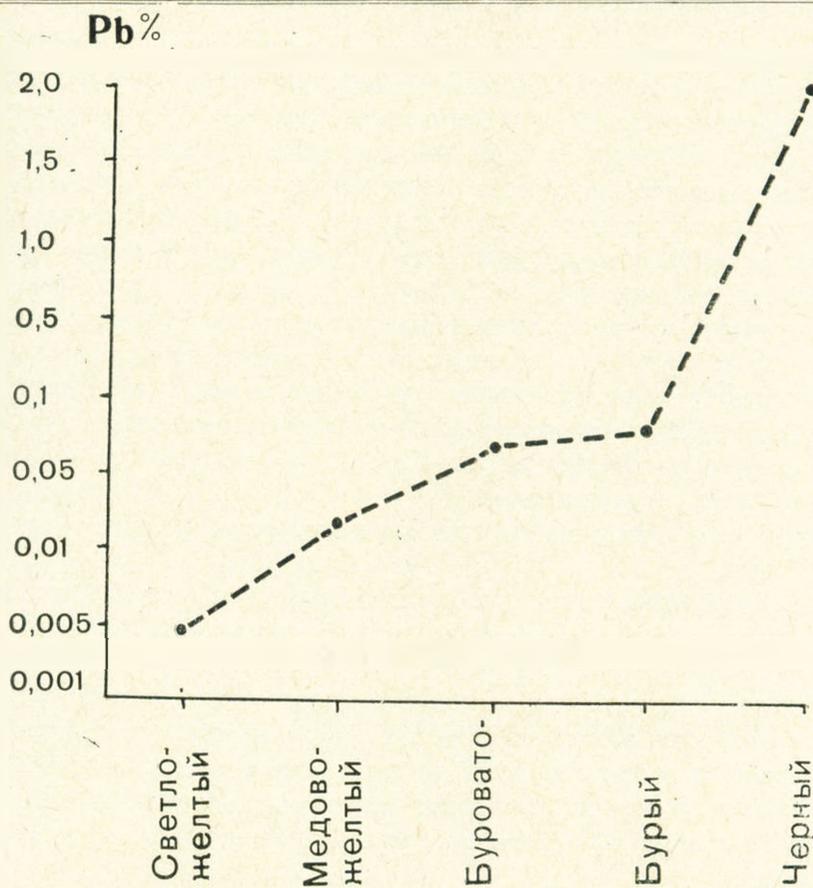


Рис. 5. Распределение свинца в разноокрашенных сфалеритах.

К элементам-примесям второй группы относятся Pb, Co, In, Ge, Hg. Особенность их распределения в сфалеритах заключается в том, что они к сфалеритам различных формаций тяготеют по-разному.

Свинец и кобальт проявляют тенденцию концентрироваться в сфалеритах свинцово-цинковой формации руд.

Германий, индий, ртуть концентрируются в сфалеритах колчеданно-полиметаллической формации руд. Различное количественное соотношение элементов-примесей первой группы в одном и том же минерале, а также тяготение элементов-примесей второй группы к сфалеритам определенной формации руд является следствием состава гидротермальных растворов, из которых кристаллизуется сфалерит, а также следствием распределения элементов-примесей между раствором и сфалеритом, зависящим как от физико-химических условий среды, так и от кристаллохимических свойств сфалерита и элементов-примесей.

Естественно, что различный химический состав и количественное распределение элементов-примесей в сфалеритах из разных формаций руд отразится на физических свойствах сфалеритов и, прежде всего, на их окраске.

Окраска сфалеритов издавна привлекала внимание исследователей.

Вопросу окраски сфалеритов посвящены многочисленные исследования. Однако вопрос о причинах окраски сфалеритов нельзя считать окончательно установленным. Окраска сфалеритов занимает особое положение среди других внешних признаков его; выяснение причин окраски позволит судить об изменении состава среды, выявить природу примесей и их распределение в кристалле. Сфалериты исследуемых месторождений характеризуются большим разнообразием окрасок: встречаются бесцветные, зеленые, желтые, красные, коричневые, медовые, черные разности. Преобладающей является темно-медовая окраска. Если проследить изменение состава различно-окрашенных сфалеритов по данным количественных спектральных анализов, оказывается, что при переходе от светлых разностей к темным происходит резкое повышение содержания свинца, в то время как содержания Fe, Mn, Cd не подвергаются каким-либо закономерным изменениям.

Из таблицы видно, что ведущая роль в окраске сфалеритов принадлежит свинцу.

Для обоснования этого вывода были проведены экспериментальные исследования по гидротермальному синтезу сфалеритов, направленные на установление зависимости окраски переотложенных сфалеритов от присутствия в том или ином количестве свинца [2]. Принцип экспериментов заключался в том, чтобы последовательно изменять концентрацию вводимой в раствор примеси свинца и наблюдать изменение физических свойств, в том числе окраски получаемых кристаллов сфалеритов. Были получены сфалериты различной окраски: светло-желтые, медовые, темно-бурые.

Все разности сфалеритов были подвержены количественному спектральному анализу, который принят нами в качестве основного метода для определения содержания свинца в полученных сфалеритах.

Было установлено, что смена окраски сфалеритов от светлых к темным зависит от повышения концентрации свинца в них. Следовательно, свинец присутствует в сфалерите в виде примеси и окрашивает его.

Таким образом, визуальные наблюдения над природными объектами были подтверждены экспериментальными данными. Это позволило причислить свинец к числу нонов-хромофоров и считать его ответственным за окраску сфалеритов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР.

Поступила 13.XI.1974.

Ա. Հ. ԿԵԺՅՈՅԱՆ, ՍՎ. Ս. ՄԿՐՏՉՅԱՆ

ԱՂԱՎԵՐԴԻ—ՉԱՓԱՆԻ ՄԵՏԱՂԱՅՆԱՅԻՆ ԳՈՏՈՒ
ԿՈՂՉԵԳԱՆ-ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ԵՎ ԿԱՊԱՐ-ՑԻՆԿԱՅԻՆ
ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՍՅԱԼԵՐԻՏՆԵՐԻ ՔԻՄԻԱԿԱՆ ԿԱԶՄԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ա փ ու լ մ

Հողվածում բերվում է Աղավերդու մետաղածնական զոտու բազմամետաղային և կապար-ցինկային հանքավայրերի սֆալերիտների համեմատական

վերլուծությունը, քննարկվում է սֆալերիտների քիմիական կազմի և նրանց ֆիզիկական հատկությունների միջև եղած կախումը: Հաստատված է հանքանյութերի տարբեր ֆորմացիաներին պատկանող սֆալերիտների կազմի ընդհանրությունը նրանց մեջ խառնուրդ-տարրերի քանակական տարբեր տեղաբաշխման դեպքում, որն հանդիսանում է սֆալերիտների առաջացման պայմանների արտացոլումը:

Հանքանյութերի առանձին ֆորմացիաների սֆալերիտների տարբեր քիմիական կազմը և նրանցում խառնուրդ-տարրերի քանակական տեղաբաշխումն իր կնիքն է դնում նրանց ֆիզիկական հատկությունների և առաջին հերթին՝ գունավորման վրա:

Պարզված է, որ բաց գունավորում ունեցող տարբերակներից մուգերին անցնելիս կատարվում է կապարի պարունակության կտրուկ բարձրացում, ըստ որում երկաթի, մանգանի և կազմիումի պարունակությունները չեն ենթարկվում առանձնակի օրինաչափ փոփոխությունների:

Բնական սֆալերիտների վրա կատարված դիտարկումները հաստատվել են նաև փորձարարական տվյալներով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Коджоян А. А. О совместном нахождении разноокрашенных сфалеритов. Мин. сборник Львовского Госуниверситета, № 18, вып. 3, 1964.
2. Хачатурян Э. А., Мкртчян Св. С., Коджоян А. А. О природе окраски переотложенного сульфида цинка. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1971.

УДК 553.31:549.517.2:553.41.65.

Г. Б. МЕЖЛУМЯНИ

МУШКЕТОВИТ В ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИИ
ЦАКЕРИ-ДОШ И МИСХАНА

В связи с прогнозной оценкой перспектив оруденения железа северной части Армянской ССР нами особое внимание было уделено вопросам минералогии, геохимии и изучению геолого-генетических особенностей железорудных месторождений и проявлений Кохбского рудного района, в частности, месторождений Цакери-дош (Кохб) и Мисхана, представляющих интерес в отношении концентрации железных руд и некоторых редких элементов.

Минералого-геохимическое изучение показало, что в железных рудах месторождения Цакери-дош и Мисхана характерным и широко развитым геохимическим процессом является мушкетовитизация. Значение последней трудно переоценить, ибо она дает возможность судить об изменении окислительно-восстановительной обстановки в ходе развития отложения руд на указанных месторождениях. На основании выявления особенностей развития и пространственного распространения мушкетовита можно сделать вывод о последовательности образования минеральных парагенезисов, стадий минерализации окисных и сульфидных руд железа, а также интерпретировать геологические и геофизические (магнитометрические) данные, т. к. мушкетовит, в отличие от гематита, обладает магнитным свойством.

Отметим, что о наличии мушкетовита в составе железных руд месторождения Цакери-дош указывали И. Г. Магакьян [5] и Э. А. Хачатурян [9]. В последние годы мушкетовит в этих рудах сравнительно детально был изучен автором, результаты которого вкратце излагаются ниже.

В геологическом отношении район железорудных месторождений Цакери-дош и Мисхана приурочен к контактовой и приконтактовой частям Кохбского гранитоидного интрузива сеноман-верхнеконьякского возраста [8] с вулканогенной, вулканогенно-осадочной и осадочной толщами верхней юры и мела. Эти толщи представлены различными порфиритами, туфобрекчиями, туффитами, туфопесчаниками, песчаниками, известковистыми песчаниками и известняками, которые прорваны Кохбской интрузией диоритового, кварцево-диоритового, гранодиоритового, габбро-диоритового и габбрового составов. Контактное воздействие интрузии на вмещающие перечисленные толщи выражено интенсивной эпидотизацией, хлоритизацией, мраморизацией, карбонатизацией, ороговикованием, в меньшей степени скарнированием и актинолитизацией. Концентрация окисно-сульфидных руд железа имеет форму линз, гнезд, невыдержанных жил, шпиров размером от нескольких десятков сантиметров до 20—24 м.

Главными рудослагающими минералами являются мушкетовит, гематит, магнетит, пирит и эпидот. В составе железных руд этих месторождений в небольшом количестве принимают участие также кальцит, кварц, амфибол, хлорит, пироксен, халькопирит, лимонит, малахит, азурит, ковеллин и другие минералы.

По количественному соотношению главных рудных и нерудных минералов, их пространственному распределению и текстурно-структурным особенностям руд на Цакери-дошском месторождении можно выделить три разновидности железных руд (тонкочешуйчатая богатая гематитовая руда- богатая мушкетовитовая руда с примесью пирита и сплошная мушкетовит-пиритовая руда с примесью халькопирита), а на Мисханском— две разновидности: гематитовые и мушкетовитовые (с примесью пирита и халькопирита).

Следует отметить, что среди выделенных разновидностей железных руд на Цакери-дошском месторождении наиболее распространенными типами являются мушкетовитовые и мушкетовит-пиритовые руды, которые отличаются в основном количественным соотношением пирита и мушкетовита. В составе железных руд в том или ином количестве почти постоянно присутствует эпидот; в бедных разновидностях этих руд последний преобладает над главным рудным минералом.

По размерам зерен мушкетовита и гематита на месторождении выделяются мелко- и среднезернистые мушкетовитовые и гематитовые руды. В отдельных случаях встречаются крупнозернистые мушкетовитовые руды с небольшим содержанием (до 5—7% от общей массы руды) вкрапленников пирита.

Железные руды месторождения Цакери-дош характеризуются массивной, пятнистой, прожилковой (жильной), брекчиевидной, решетчатой и ячеистой текстурами. Пятнистая, прожилковая, ячеистая и решетчатая текстуры характерны для мушкетовит-пиритовой руды, где пятна и прожилки представлены пиритом.

На месторождениях Цакери-дош и Мисхана сульфидное оруденение имеет наложенный характер по отношению к окисным железным рудам. Здесь главным и широко распространенным сульфидным минералом является пирит, который в железных рудах распределяется неравномерно в виде вкрапленников, прожилков, линзочек, гнезд, пятен и отдельных, хорошо ограненных кристаллов. В различных типах железных руд содержание пирита колеблется в широких пределах—от 3—4 до 17—19%, реже достигает 30—40% от общей массы руды. Выделяются четыре разновидности пирита, которые образовались в различные стадии минерализации. По данным химических и спектральных анализов пириты из этих же руд отличаются довольно высоким содержанием кобальта—0,1—1,1% и никеля—0,002—0,02% [6]. На Цакери-дошском месторождении минерализация носит многостадийный характер и происходит в два этапа— ранний и поздний, причем внутри раннего этапа выделяются три стадии (собственно скарновая, эпидотовая и гематитовая), а позднего—четыре

стадии (мушкетовитовая, пирит-халькопиритовая или сульфидная, кварцевая и карбонатная).

Скарновая стадия проявлена очень слабо и представлена парагенезисом минералов андрадита, пироксена и эпидота (ранней генерации). Замещению эпидотом подвергаются пироксен, полевые шпаты и довольно редко андрадит. При замещении часто наблюдаются реликты андрадитов в полях зерен эпидота.

На месторождении наиболее развитым метасоматическим процессом является эпидотизация, которая имеет площадное распространение в контактово-метасоматически измененных породах (амфиболлизированных, альбитизированных, эпидотизированных, хлоритизированных порфиритах, туфах, туфобрекчиях, туфопесчаниках), вмещающих Кохбский интрузив.

Эпидот в этих породах преимущественно представлен вкрапленностью, а также в виде тонких прожилков в ассоциации с пироксеном и амфиболом. Эпидотизация предшествует образованию гематита. Гематитовое оруденение приурочено к эпидотизированным участкам вышеперечисленных пород вулканогенной и вулканогенно-осадочной толщ средней—верхней юры и мела.

Полевые наблюдения и камеральная обработка материалов показали, что на Цакери-дошском месторождении мушкетовит составляет основную рудную массу железорудных концентраций.

На общем фоне ступных образцов и полированных шлифов отчетливо выделяются тонкие, часто изогнутые, различно ориентированные пластинки мушкетовита, образуя сетчатые и ячеистые текстуры руд.

Под микроскопом, в отраженном свете, рядом с гематитом мушкетовит хорошо отличается благодаря характерной для магнетита буровой окраске. Мушкетовит по сравнению с гематитом полируется хорошо и обладает более гладкой поверхностью, между тем как гематит имеет шероховатую поверхность и голубоватый оттенок. Мушкетовит образует пластинчатые и шестоватые агрегаты размером от десятых долей миллиметра до 0,6—0,8 мм, реже до 1—2 мм по длинной оси.

Микроскопическое изучение показало, что гематит в железных рудах Цакери-дош и Мисхана обычно в той или иной степени подвержен процессу мушкетовитизации. Этот процесс в гематитах из различных типов железных руд отмеченных месторождений можно наблюдать от начальной стадии до почти полного замещения гематита магнетитом. При частичной мушкетовитизации сохраняются реликты гематита в полях новообразованных мушкетовитов (рис. 1 и 2). Интенсивная мушкетовитизация выражается в почти полном превращении гематита в магнетит, сохраняя пластинчатые и шестоватые формы (реже реликты) гематита. Мушкетовит развивается главным образом по периферии пластинчатых выделений гематита, а также в виде тонких каемок, дворика и других неправильных форм.

Для мушкетовитизированных железных руд характерна пластинчатая, спутанно-пластинчатая, радиально-лучистая, веерообразная, решет-

чатая, ячеистая и петельчатая структура (рис. 1, 2, 3), которая унаследована от первичных гематитовых руд. Псевдоморфозы магнетита по гематиту устанавливаются почти во всех изученных нами шлифах (более 270). В отдельных шлифах пластинчатые агрегаты мушкетовита раздроблены в мелкие, более или менее изометрические и таблитчатые зерна с прямолинейными очертаниями и гранями (рис. 4).

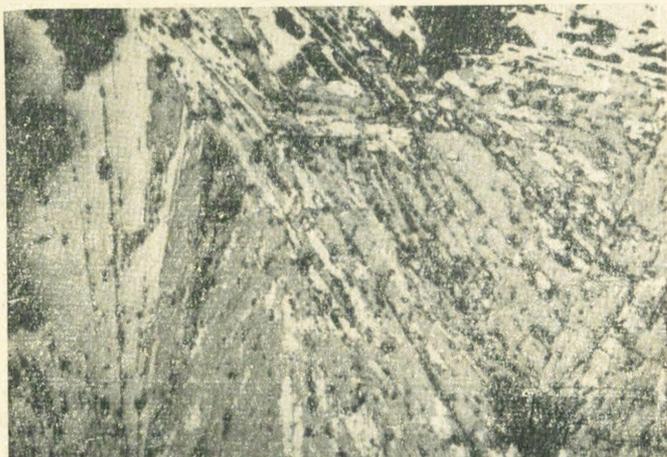


Рис. 1. Различно ориентированные пластинчатые и веерообразные кристаллы мушкетовита (темно-серое) и гематита (светло-серое). Месторождение Цакери-дош. Полиров. шлиф, ув. 60 \times .

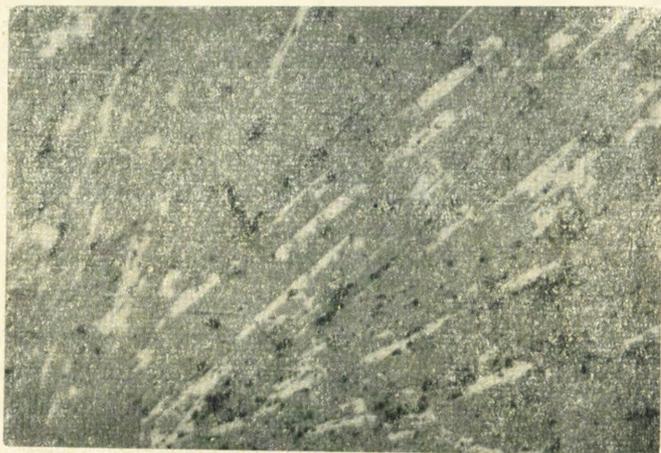


Рис. 2. Радиально-лучистая структура мушкетовит-гематитовой руды. Реликты пластинчатых кристаллов гематита (светло-серое) среди мушкетовитовой руды (общий темно-серый фон). Месторождение Мисхана. Полиров. шлиф, ув. 50 \times .

Гематитовые и мушкетовитовые руды месторождений Цакери-дош и Мисхана характеризуются гематит-мушкетовит-пирит минеральным парагенезисом. Взаимоотношение этих минералов показывает, что пирит



Рис. 3. Решетчатая структура мушкетовитовой руды. Мушкетовит (светло-серое), нерудная масса (темно-серое). Месторождение Цакери-дош. Полиров. шлиф, ув. 7С^x.



Рис. 4. Мушкетовитовая руда. Мушкетовит (светло-серое), нерудная масса (темно-серое). Месторождение Мисхана. Полиров. шлиф, ув. 70^x.

всегда ксеноморфен по отношению к гематиту и мушкетовиту. Здесь пирит заполняет межзерновые пространства последних двух минералов, повторяя формы их кристаллов, и образует удлинённые агрегаты, что обычно не характерно для пирита (рис. 5).

В отношении окисных железных руд рассматриваемых месторождений следует отметить, что сульфиды (пирит и халькопирит) являются наложенными и образование мушкетовита может быть обусловлено воздействием поздних сульфидных растворов на гематитовые руды.

В свете современных представлений рудообразования процесс мушкетовитизации может происходить тремя путями: а) под воздействием сероводорода (H_2S) на гематитовые руды, б) в восстановительных усло-

виях, возникших при воздействии окиси углерода на гематитовые руды и в) при высокотемпературном метаморфизме, т. е. под воздействием высокой температуры в условиях высокого парциального давления кисло-

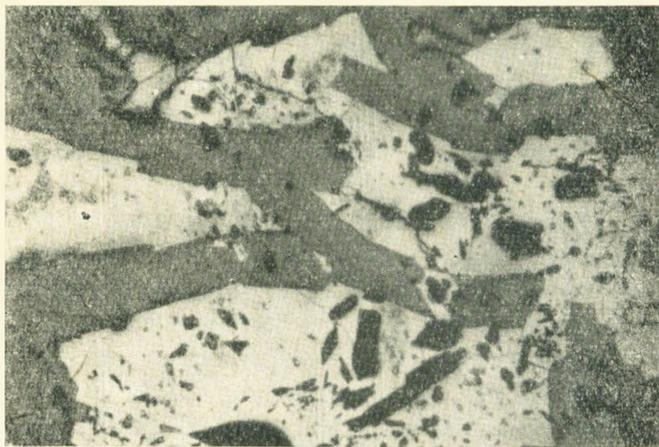


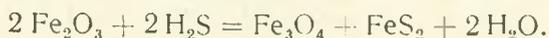
Рис. 5. Пирит-мушкетовитовая руда. Зерна пирита (светло-серое) ксеноморфны по отношению к мушкетовиту (темно-серое). Месторождение Цакери-дош. Полнрвов. шлиф, ув. 70_x.

рода (при температуре выше 800° проходит гермическая диссоциация гематита с превращением его в мушкетовит).

Отметим, что основные принципы окислительно-восстановительной обстановки среды при рудном процессе в общих чертах разработаны Д. С. Коржинским [4] и А. И. Бетехтиным [2]. Значение химических потенциалов окислов и сульфидов при различных условиях кислотности—щелочности и температуры растворов экспериментальным и термодинамическим путем доказывались А. А. Маракушевым [6], Р. Гаррелсом [3] и другими исследователями. Некоторые важнейшие закономерности изменения режима серы и кислорода окислительно-восстановительной среды при процессе отложения руд железа рассмотрены А. Е. Бекмухаметовым [1].

Поскольку в мушкетовитовых рудах месторождения Цакери-дош и Мисхана широким развитием пользуется пирит и последний находится в постоянном парагенезисе с мушкетовитом, то этот факт наводит на мысль о том, что при образовании мушкетовита в качестве восстановителя выступал сероводород, который воздействовал на гематитовые руды.

При воздействии сероводорода на гематит возникновение мушкетовита и пирита, по А. Г. Бетехтину, происходит следующим образом:



Таким образом, можно предполагать, что восстановительный характер среды в последних стадиях рудоотложения обусловлен повышенном роли сероводорода в гидротермальных условиях, что привело к интенсивной мушкетовитизации и сульфидной минерализации.

На месторождениях Цакери-дош и Мисхана сульфиды железа и меди пространственно приурочены к участкам развития окисных железных руд (в частности, богатые мушкетовитом разновидности) и имеют наложенный характер по отношению к последним. Сульфиды являются результатом гидротермального процесса поздней стадии минерализации.

В заключение следует подчеркнуть, что железорудные месторождения Цакери-дош и Мисхана по своим геолого-генетическим условиям образования относятся к контактово-метасоматической формации железных руд и являются результатом гидротермальной деятельности Кохбского гранитоидного интрузива. Проведенное исследование привело к заключению, что Кохбский рудный район, в пределах которого имеются многочисленные месторождения и проявления контактово-метасоматической (в том числе и скарновой) и гидротермальной формации железных руд, заслуживает дальнейшего детального изучения.

Процесс образования окисно-сульфидных железных руд контактово-метасоматической формации месторождения Цакери-дош и Мисхана происходил в сложных и изменчивых физико-химических условиях среды. Здесь минерализация носит многостадийный характер и проходит в два этапа—ранний и поздний, причем внутри раннего этапа выделяются три стадии (собственно скарновая, эпидотовая и гематитовая), а внутри второго—четыре стадии (мушкетовитовая, пирит—халькопиритовая, кварцевая и карбонатная).

Отличительной особенностью железных руд этих месторождений является широкое развитие в них мушкетовита и пирита. Последний является преобладающим минералом сульфидной стадии минерализации и носит наложенный характер по отношению к окисным железным рудам. Эти факты свидетельствуют о том, что рудный процесс происходил в окислительных условиях среды с последующим переходом в восстановительные условия.

Мушкетовитизация, как один из широко развитых и характерных процессов, проявленная на железорудных месторождениях контактово-метасоматической формации Кохбского рудного района, наряду с другими рудоконтролирующими факторами, может служить поисковым критерием рассмотренного типа эндогенного железорудного оруденения.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 26.IX.1975.

Գ. Բ. ՄԵՋԼՄՅԱՆ

ՄՈՒՇԿԵՏՈՎԻՏԸ ԾԱԿԵՐԻ-ԴՈՇ ԵՎ ՄԻՍԽԱՆԱ
ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ԵՐԿԱԹԻ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Սակերի-դոշ և Միսխանա հանքավայրերի երկաթի հանքանյութերի մի-
ներալոգիական-գեոքիմիական ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ

նրանցում լայն տարածում ունի մուշկետովիտացման պրոցեսը: Նշված հանքավայրերում երկաթի օքսիդա-սուլֆիդային հանքային պրոցեսն ընթացել է բավական բարդ և փոփոխական ֆիզիկա-քիմիական պայմաններում: Հեղինակի կողմից առանձնացվում է միներալացման երկու էտապ (վաղ և ուշ) և յոթ ստադիա՝ սկանոնային, էպիդոտային, հեմատիտային, մուշկետովիտային, սուլֆիդային կամ պիրիտ-խալկոպիրիտային, քվարցային և, վերջում, կարբոնատային:

Հանքային պրոցեսի սկզբնական շրջանում միջավայրն ունեցել է օքսիդացման պայմաններ, որոնք հետագայում փոխարինվել են վերականգնման պայմաններով: Մուշկետովիտացումը, հանդիսանալով հանքային պրոցեսի վերականգնման պայմանների արդյունք, պայմանավորված է ծծմբաջրածնով հարուստ սուլֆիդային լուծույթների ակտիվ ներգործությամբ երկաթի օքսիդային (հեմատիտային) հանքանյութերի վրա:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бекмухаметов А. Е. Об окислительно-восстановительных условиях формирования железорудных месторождений Южного Тургайя. Тр. ИГН АН Каз. ССР, т. 28, 1969.
2. Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, М., 1953.
3. Гаррелс Р. Минеральные равновесия. М., ИЛ, 1962.
4. Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические факторы глубинности. Тр. ИГН АН СССР, вып. 12, 1940.
5. Магакьян И. Г. Железорудные месторождения северной Армении. Известия АН Арм. ССР, естеств. науки, № 1, 1947.
6. Маракушев А. А. О влиянии окислительного потенциала и щелочности растворов на образования сульфидов и окислов железа в гидротермальных условиях. В сб.: «Геология рудных месторождений», № 5, М., 1963.
7. Межлумян Г. Б. Об обнаружении кобальтоносных пиритов в железных рудах месторождения Цакери-дош. ДАН Арм. ССР, т. VIII, № 4, 1974.
8. Туманян Г. А. Новые данные о возрасте Кохбской интрузии. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 5, 1966.
9. Хачатурян Э. А. Генетические типы железорудных месторождений Армянской ССР и перспективы их освоения. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1953.

УДК 550.83:551.24

С. И. НАЗАРЕЯН, С. С. КАЗАРЯН

ОПЫТ КЛАССИФИКАЦИИ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР, ВЫЯВЛЕННЫХ ПО ДАНЫМ ГЕОФИЗИКИ

При изучении глубинного строения земной коры одной из актуальных задач региональной геофизики является изучение разломов различных типов и различной глубины. Из них особый интерес представляют глубинные разломы, которые контролируют такие важные процессы в земной коре, какими являются магматизм, образование фаций и формаций, эндогенная минерализация и др.

Покрытость большей части территории Армении образованиями третичного и четвертичного возраста создает определенные трудности при изучении тектоники геологическими методами. Применение геофизических методов исследования ослабляет мешающую роль мощного покрова.

Анализируя региональные и локальные особенности гравимагнитных и геотермических полей, сейсмичность, физические свойства горных пород, геологическую природу основных геофизических аномалий (с точки зрения тектоники), нами выделены следующие основные геофизические критерии выделения глубинных разломов республики: 1) линейные зоны больших горизонтальных градиентов силы тяжести, прослеживаемые на сотни километров (разломы 1, 4, 5, 6, 7, 8 на рис. 1); 2) резкое отличие структуры аномального гравитационного поля по обе стороны линии (разлом 1); 3) четкие границы магнитных зон (1) и подзон (2, 3, 5), по обе стороны которых намечаются разные фоны и морфология полей, отличие в формах, интенсивности и размерах аномалий; 4) нарушение структуры аномального магнитного поля (9, 10, 11); 5) резкое изменение интенсивности поля ΔT_a (1, 2, 3, 4, 5, 9, 10, 11); 6) резкая смена знака аномального магнитного поля (1, 2, 3, 5, 11); 7) резкий скачок глубины залегания магнитоактивных масс (1, 2, 3, 5, 8); 8) цепочка интенсивных положительных локальных аномалий (1,4); 9) полосы эпицентров сильных и слабых землетрясений (9, 10, 11); 10) линейно вытянутые полосы сильных и разрушительных землетрясений (1, 2, 3, 4, 8, 9, 10, 11); 11) границы геотермических зон с разными тепловыми потоками (2,3); 12) наличие локально-аномальных участков геотермического градиента (2,3); 13) цепочки термальных ($T > 37^\circ$) источников (1, 2, 3, 4, 5, 9, 10).

Глубинные разломы, выявленные по этим критериям, представлены на рис. 1. Они по своему геологическому (и геофизическому) значению неравнозначны, поэтому возникает вопрос их классификации.

Существуют разные принципы классификации глубинных разломов: по их простиранию, морфологии, глубине залегания, металлогени, струк-

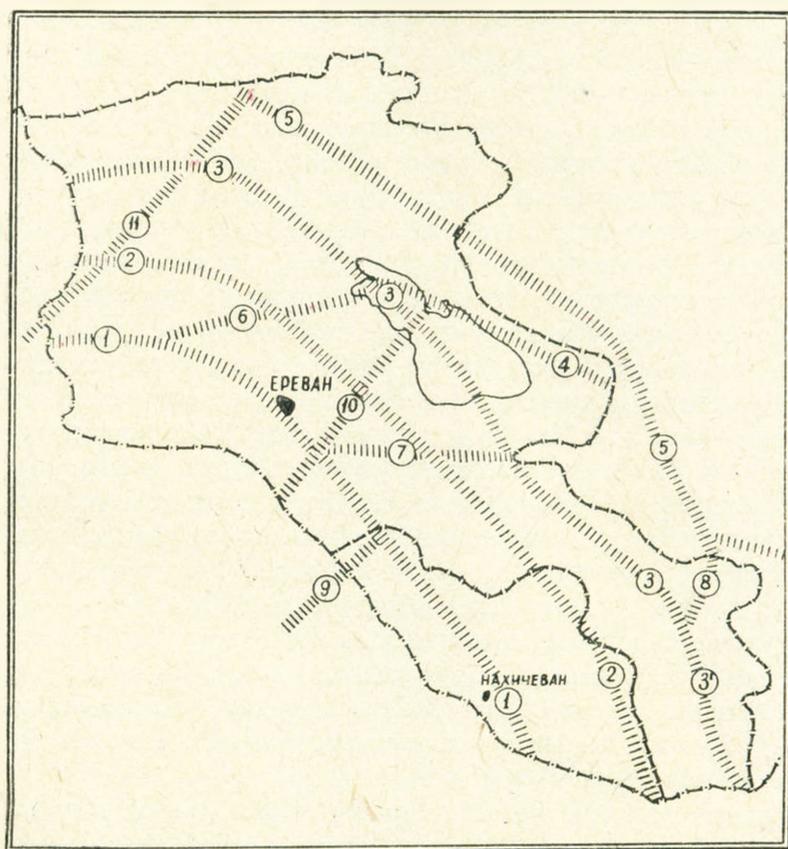


Рис. 1. Схема расположения глубинных разломов территории Армении по комплексным геофизическим данным.

турному положению, стадийным изменениям и др. [9, 10, 11]. Нами сделана попытка классификации выделенных глубинных разломов по направлению простираания, структурному положению и с применением ЭВМ.

По направлению простираания глубинные разломы подразделяются на три типа: общекавказские, антикавказские, широтные.

Общекавказские глубинные разломы по простираанию совпадают с направлением основных геологических структур и являются границами тектонических подзон и зон. Они имеют дугообразную форму и почти параллельны друг другу. К этому типу относятся глубинные разломы 1, 2, 3, 4, 5. Указанный тип разломов играл важнейшую роль в образовании фаций и формаций, магматизма и определяет металлогенические особенности всех металлогенических зон и подзон.

Намечается определенное совпадение контуров тектонических зон и тектоно-магматических комплексов с контурами рудных поясов и районов, выделенных И. Г. Магакьяном, который установил, что структурным контролем оруденения являются крупные дорудные разломы с.-з.—

ю-в. простирания [7]. Граница между Алаверди-Кафатским меднорудным и Памбак-Зангезурским медно-молибденоворудным поясами совпадает с глубинным разломом 3, а Севано—Амасийский хромитовый пояс протягивается вдоль глубинного разлома 4.

Возраст общекавказских разломов точно установить трудно, так как они скрыты покровом молодых образований. По косвенным данным (по возрасту интрузивных тел, приуроченных к зонам разломов, по контрасту геологического строения обеих сторон разлома и др.) можно установить, вероятно, самый поздний возраст их образования. Приуроченность многочисленных небольших интрузивных тел габбро-перидотито-пироксенитовой формации к зоне глубинного разлома 1 позволяет сказать, что разлом заложен самое позднее в палеогене, так как эти тела мел-палеогенового возраста [6]. Верхним возрастным пределом глубинного разлома 2, по А. Т. Асланяну, является верхний эоцен, а, возможно, и сенон [1]. В пользу этого говорит и приуроченность к зоне разлома палеогеновых интрузий гранитоидов [6]. Существование глубинного разлома 3 сказывается с большой достоверностью с начала юрского времени [1], а нижний возрастной предел А. А. Габриеляном предполагается начиная с девона, с начала герцинского тектонического этапа [4]. Исходя из возрастов Севанского офиолитового пояса и гранитоидных интрузий Алавердского и Шамшадинского районов, можно сказать, что разлом 4 доэоценового возраста [4], а разлом 5, самое позднее,—мезозойского [6]. А. Т. Асланян верхним возрастным пределом второго глубинного разлома считает верхний сантон [1].

Во всяком случае можно уверенно сказать, что общекавказские разломы донеогенового возраста возникли в подэтапах главного геосинклинального этапа развития Армянской геосинклинали.

Широтные глубинные разломы ограничивают крупные наложенные структуры послепалеогена, которые секут основные геологические структуры под большим углом, в близширотном направлении. К числу этих разломов относятся глубинные разломы 6, 7, 8. Айодзорский наложенный прогиб и Севано—Ереванский грабен-синклиорий своим генезисом обязаны разломам широтного простирания.

В процессе интенсивного плиоцен-четвертичного вулканического пароксизма эти разломы играли ограничивающую роль, замыкая с севера и юга Гегамскую (разломы 6 и 7) и Сюникскую (разломы 7 и 8) вулканические подзоны. По роли в осадконакоплении и вулканизме их, по-видимому, можно считать послепалеогеновыми, или возникшими в орогенном этапе геосинклинального развития.

Антикавказские разломы глубинного заложения (разломы 9, 10, 11) секут донеогенные крупные структуры вкрест простирания. Они довольно плохо отражаются в геофизических полях, поэтому их трудно выделять. Это, вероятно, объясняется тем, что они существенной роли (качественного характера) в геологическом строении территории республики не играли. Их высокая сейсмичность говорит об их активности на современном этапе.

Из вышесказанного следует, что классификация глубинных разломов по их простиранию не носит случайный характер. Определенная система разломов образовалась на определенной стадии геосинклинального развития коры и характеризуется конкретными историко-геологическими особенностями и конкретным контролем в деле образования фаций и формаций, с определенной степенью развития магматизма.

Исходя из определения А. В. Пейве и В. Е. Хаина, на территории Армении по структурному положению выделяются два типа глубинных разломов: граничные геосинклинальные, отделяющие геосинклинальные прогибы от геосинклинальных поднятий, и межглыбовые, ограничивающие отдельные блоки внутри крупных геосинклиналей и геосинклиналей. К первому типу можно отнести глубинный разлом I, отделяющий Приараксинскую зону (северный край Анатолийско-Иранского межгорного прогиба по К. Н. Паффенгольцу) от складчатой зоны Армении (антиклинорий Малого Кавказа). Ко второму типу относятся разломы 2, 3, 4 и 5, отделяющие соответственно следующие тектонические зоны и подзоны (синклинали от антиклиналей): Еревано-Ордубадскую от Ширакско-Зангезурской, Присеванскую от Ширакско-Зангезурской, Присеванскую от Кафанской (моноклинали), Присеванскую от Сомехто-Карабахской. К этому типу можно отнести и глубинные разломы 6, 7, 8, которые ограничивают Севано-Ереванский грабен-синклинорий и Айоцзорский наложенный прогиб [1, 3, 6].

Геофизические критерии выявления глубинных разломов, описанные в начале работы, с некоторыми важными геологическими признаками (14—наличие офиолитовых поясов; 15—линейная система центров вулканических извержений и излияний; 16—несоответствие мощностей пород геологических разрезов по обе стороны линий; 17—контакт разновозрастных пород; 18—границы тектонических зон и подзон; 19—наличие разрывных нарушений вдоль полосы, представляющих поверхностные выражения глубинного разлома; 20—четкие границы поднятий и впадин; 21—разломы по развитости магматизма; 22—линейное расположение гранитоидных тел; 23—контраст фаций вдоль линий; 24—контраст формаций по обе стороны линий; 25—резкое изменение морфологии рельефа в региональном плане) одновременно являются показателями геолого-геофизической характеристики разломов. Они дают возможность классификации разломов средствами распознавания образов. Для этой цели нами использован алгоритм Ю. Л. Васильева и А. Н. Дмитриева для классификации объектов и явлений, которые характеризуются набором признаков [2].

Каждый разлом представлен числовой характеристикой, которая введена в ЭВМ как объект распознавания. В качестве такой характеристики взят набор чисел, каждый из которых соответствует показанию одного из 25 геолого-геофизических признаков. Кодировка проведена цифрами 1, 1/2, 0, соответственно степени выраженности признака. Так, например, по контролирующей роли в проявлении магматизма разломы

представлены цифрами: 1—выражена сильно (разломы 2, 3); 1/2—слабо (разлом 1); 0—очень слабо (разломы 9,10) и др.

Сравнительные оценки разломов рис. 1, полученные с помощью ЭВМ по 25 геолого-геофизическим признакам, представлены на рис. 2 в порядке убывания. На оси X расположены разломы глубинного заложения, а на оси Y—оценки разломов.

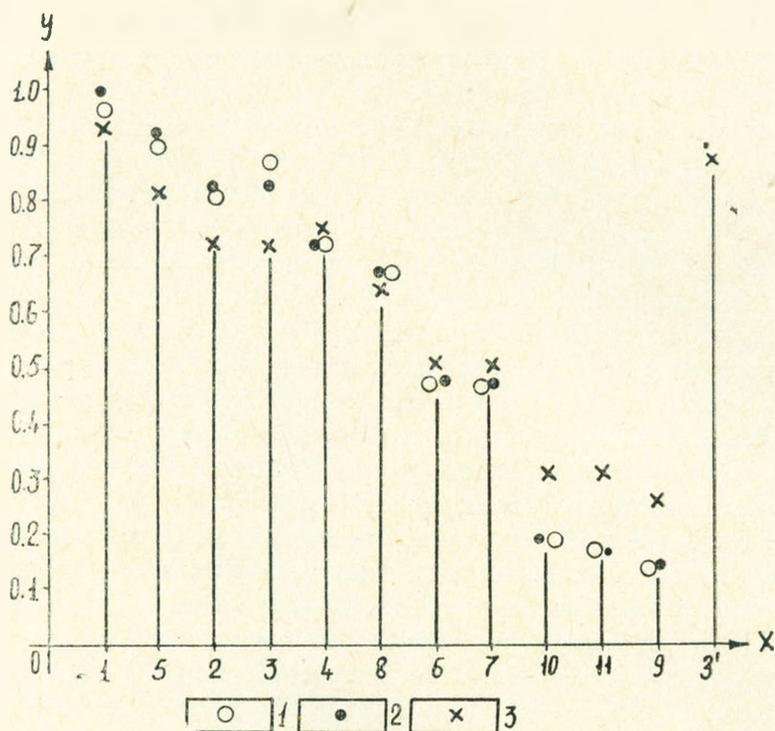


Рис. 2. Оценки глубинных разломов по ЭВМ. 1—по 25 геолого-геофизическим признакам; 2—по 25 признакам после перестривания схемы разломов; 3—по 18 признакам.

Исходя из оценок, разломы можно группировать на три группы (классы), в которые входят сравнительно равноценные разломы:

А. Разломы с низкими оценками (9, 10, 11). Б. Разломы со средними оценками (6,7). В. Разломы с высокими оценками (1, 2, 3, 4, 5, 8).

Если в группах А и Б оценки разломов очень близки друг к другу, то в группе В довольно отличаются, поэтому возникает необходимость подразделения разломов на подгруппы: а) разлом 1; б) разлом 5; в) разломы 2 и 3; г) разломы 4 и 8.

В современном структурном плане, являющемся результатом историко-геологических процессов, намечается «разветвление глубинных разломов», причем ветви по генезису и геологической природе иногда резко отличаются друг от друга и возникает необходимость найти, какая ветвь более характерна для разветвляющегося разлома.

На схеме рис. 1 можно выделить два таких спорных вопроса.

1. Северо-западное продолжение разлома 3, начиная от северного берега оз. Севан, более характерно для разлома 3, как это мы приняли при классификации, или разлома 4?

Надо сказать, что по этому вопросу нет единого мнения и между геологами. Опираясь на то, что Севанский офиолитовый пояс, который протягивается вдоль разлома 4 и продолжается на северо-запад по Базумскому хребту до райцентра Амасия и дальше до Мраморного моря, А. А. Габриеляном проведен по этому направлению Севанский глубинный разлом [3, 4], а А. Т. Асланяном, по некоторым структурно-фациальным признакам, предположено наличие Ширакско-Зангезурского глубинного разлома, который почти совпадает с разломом 3 [1, 6].

2. Разломы 3 и 8 на юго-востоке объединяются, продолжение которых (разлом 3') известно в литературе под названием Хуступ-Гиратахского глубинного разлома. Возникает вопрос—надо соединить разлом 3' с разломом 3, как считают геологи [1, 3], или с разломом 8, как предполагает Ш. С. Оганисян [5].

Для решения отмеченных вопросов, нами сделаны некоторые переобращения схем расположения глубинных разломов: северо-западное продолжение разлома 3 соединено с разломом 4, разлом 3' рассмотрен как отдельный разлом. После новой оценки разломов по тем же 25 геолого-геофизическим признакам с помощью ЭВМ оценки разломов менялись (рис. 2). По новым данным разломы 2 и 3 характеризуются одинаковыми оценками, что позволяет более уверенно группировать их в одну подгруппу. После соединения северо-западного продолжения разлома 3 с разломом 4, оценка разлома 4 по новой цифровой характеристике не меняется. Это свидетельствует о том, что северо-западная часть разлома 3 и разлом 4 имеют одинаковую геологическую (и геофизическую) природу и, по-видимому, их следует рассматривать как единый разлом.

Разлом 3' по своей оценке очень близок к разлому 5 и резко отличается от разлома 3, что даст основание считать разлом 3' вместе с разломом 8 юго-восточным продолжением разлома 5. Но разлом 8 характеризуется относительно низкой оценкой, чем разломы 3' и 5, что можно объяснить наличием лавового покрова над разломом 8 и его малой длиной, которые не позволяют четко установить некоторые геолого-геофизические признаки, по которым проводится цифровая характеристика разлома.

А. Т. Асланяном на территории Армении проводится граница эв- и многоэосинклиналей, которая совпадает приблизительно с разломом 2. Правее указанного разлома выделяется как эвгеосинклиналь, где развиты зеленокаменные вулканические породы, гранитоидные абиссальные и гипабиссальные интрузии, рудная минерализация постмагматического происхождения и др., а влево—многоэосинклиналь, где преобладают нормальноосадочные породы [1, 6].

На этой важной тектонической границе резко изменяется геологическое строение и связанные с ним физические условия, что обязательно находит свое отражение в геофизических полях и при оценке разло-

мов геолого-геофизическими признаками граница эв- и многоосинклиналей должна характеризоваться самыми высокими значениями. На рис. 2 видно, что такой границей должен служить разлом 1, а не разлом 2, т. к. он по своей величине оценки намного превосходит разлом 2. Это заметно и на гравимагнитных картах: магнитное поле влево от разлома 1 имеет спокойный, безградиентный характер со значениями аномалий близко к нулю (многоосинклиналь), а направо—поле характеризуется интенсивными знакопеременными аномалиями (эвгеосинклиналь). Разлом 1 четко фиксируется как длинная зона интенсивных градиентов Δg , чего нельзя сказать о разломе 2 [5]. Наличие пояса ультрабазитов левее разлома 2, который протягивается вдоль глубинного разлома 1 и продолжается на территории Турции и Ирана, также говорит в пользу проведения границы эв- и многоосинклиналей по разлому 1, т. к. наличие офиолитов в Еревано-Ордубадской зоне говорит о существовании здесь эвгеосинклиналя. При сравнении общих схем классификации глубинных разломов по их направлению простирания и по ЭВМ можно заметить, что они довольно близки друг другу. Разломы трех группы (А,Б,В) соответствуют разломам антикавказского, широтного и общекавказского простирания. Исключение составляет только разлом 8, который по классификации ЭВМ принадлежит к числу общекавказских разломов, а не широтных. Самые высокие оценки по ЭВМ получили разломы общекавказского, затем широтного и антикавказского простирания. Это говорит о их контролирующей роли в проявлении магматизма, образования фаций и формаций, в деле оруденения и др. Машинная классификация еще раз подтверждает правильность классификации глубинных разломов по направлению их простирания.

Разлом подгруппы «а» принадлежит к числу граничных геосинклинальных глубинных разломов, а разломы остальных подгрупп—к числу межглыбовых (по классификации А. В. Пейве и В. Е. Ханна).

Для машинной классификации глубинных разломов важным условием является число признаков, и чем больше оно, тем точнее классификация. Нам были использованы 25 признаков, из которых некоторые довольно трудно установить с большой уверенностью и поэтому мы сократили число признаков до 18. Полученные оценки разломов по величине низкие, но общая последовательность по оценке сохраняется, что говорит о достаточности 18 признаков для классификации глубинных разломов Армении по методу обучения распознавания образов (рис. 2).

Параллельно оценке разломов получают и сравнительные оценки геолого-геофизических признаков, что указывает каким признакам принадлежит основная роль при классификации. Из рис. 3 видно, что важными являются морфологические и магматические признаки, несоответствие мощностей и контраст формаций по обе стороны разлома, наличие зон больших градиентов гравитационного поля, резкий скачок глубин залегания магнитоактивных масс и др.

Обобщая вышесказанное, можно отметить, что классификация глубинных разломов, особенно скрытых областей, по алгоритму Ф. Л. Ва-

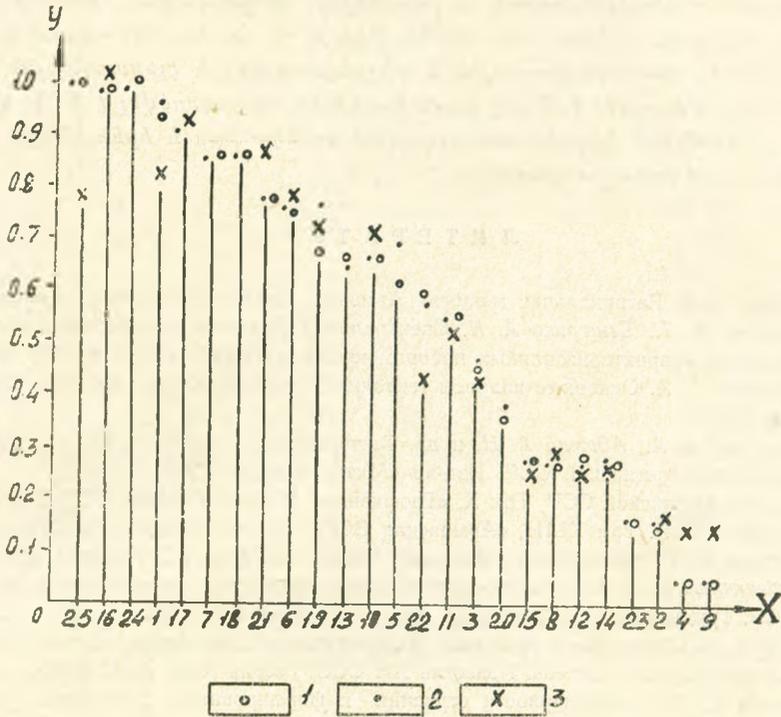


Рис. 3. Оценки геолого-геофизических признаков по ЭВМ: 1—при наборе 25 признаков и при схеме глубинных разломов, соответственно рис. 1; 2—при наборе 25 признаков и после перестраивания схемы разломов; 3—при наборе 18 признаков.

сильева и А. И. Дмитриева является эффективной тогда, когда используются геофизические признаки, потому что они сохраняют в себе информацию не только от скрытых структур, но и от глубинных, что подтверждает глубинный характер разломов.

Ордена Трудового Красного Знамени Институт геофизики и инженерной сейсмологии Академии наук Армянской ССР

Поступила 21.XI.1975.

Ս. Ն. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ, Ս. Ս. ՂԱԶԱՐՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՏՈՐԱԾՔՈՒՄ ԳԵՈՖԻԶԻԿԱՅԻ ՏՎՅԱԼՆԵՐՈՎ
ՀԱՅՏՆԱՐԹԵՐՈՎ ԽՈՐՔՈՅԻՆ ԲԵԿՎԱԾՔՆԵՐԻ ԳՍԱԿԱՐԳՄԱՆ ՓՈՐՁ

Ա մ փ ո փ ո տ մ

Ելնելով Հայկական ՍՍՀ տարածքի գեոֆիզիկական դաշտերի բնույթից, առանձնացված են խորքային բեկվածքների գոտիներ, որոնք իրենց երկրաբանական և գեոֆիզիկական բնութագրերով տարբերվում են միմյանցից, այդ իսկ պատճառով էլ դրանք դասակարգելու անհրաժեշտություն է ծագում: Բեկվածքները դասակարգված են իրենց տարածման ուղղությամբ (ընդհանուր

կովկասյան, հակակովկասյան և լայնակի), տեկտոնական կառուցվածքում պլաված դիրքով, ելնելով Ս. Վ. Պեյվեյի և Վ. Ե. Խայնի դասակարգումից (սահմանային գեոսինկլինալային և միջբեկորային) և էլեկտրոնային հաշվիչ մեքենաների միջոցով: էՀՄ-ով դասակարգելիս օգտագործվել է Ֆ. Լ. Վասիլևի և Ա. Ն. Գմիտրիևի կողմից առաջարկված օբյեկտների և երևույթների դասակարգման սպեկտրալ մեթոդը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении, Изд-во «Айпетрат», Ереван, 1958.
2. Васильев Ф. Л., Дмитриев А. Н. Спектральный подход классификации объектов и явлений, охарактеризованных набором признаков, ДАН СССР, т. 206, № 6, 1972.
3. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
4. Габриелян А. А., Адамян А. Н. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Изд-во «Митк», Ереван, 1968.
5. Геология Армянской ССР, Том X, «Геофизика», Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1972.
6. Геология СССР. Том XLIII, «Армянская ССР». Изд-во «Недра», М., 1970.
7. Магакьян И. Г. Металлогения Армении. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1954.
8. Паффенгольц К. Н. Структурно-тектоническое районирование территории Армянской ССР. Труды ИГи АН Арм. ССР, Изд-во АН Арм. ССР, 1963.
9. Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Известия АН СССР, серия геол., № 1, 1956.
10. Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. Изд-во «Наука», М., 1968.
11. Хаин В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации. Изв. ВУЗов, Геология и разведка, № 3, 1963.

УДК 622.831

Е. Г. ЗАВРИЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ ДАВЛЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД В ТОННЕЛЯХ

Проявление горного давления вызывает большие затруднения при строительстве тоннелей. Данные исследования проводились в тоннелях, проходящих в слабых горных породах, представленных сильно выветрелыми, разрушенными до состояния глины туфобрекчиями, диатомитовыми глинами, майкопскими глинами и песками. Опыты ставились в тоннелях Армении, на Северном Кавказе, на Московском метрополитене.

Для измерения использовались участки с уже возведенными бетонными обделками. Для кругового сечения обделки схема измерений представлена на рис. 1. По разработанной нами методике динамометрического разреза [3, 4] проводились измерения напряжений в сечениях бетонной обделки тоннеля, а затем подсчитывались силы горного давления на обделку. Экспериментальные блоки 1 и 2, расположенные по концам горизонтального диаметра, служили в основном для определения вертикального горного давления, а по створам приборов и подошвенной части, блоки 3 и 4, определялось горизонтальное горное давление.

В случае, если эпюра напряжений в блоках 1 и 2 близка к равномерной, величина вертикального горного давления при симметричном горном давлении (рис. 1) определялась из уравнения

$$\sigma \cdot b = p(r + b), \quad (1)$$

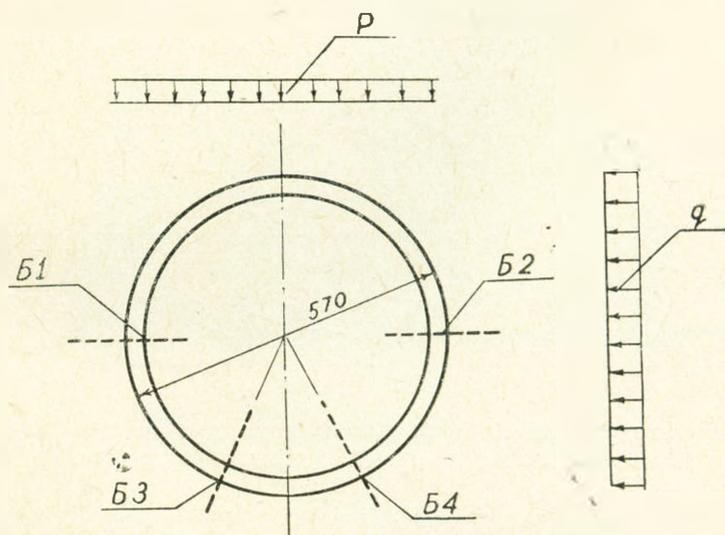


Рис. 1. Створы установки приборов для определения горного давления.

где δ — напряжение в стенке обделки;
 b — толщина стенки;
 r — средний радиус обделки.

Аналогичная формула может применяться для определения горизонтального горного давления.

Измерение горного давления в Арм. ССР проводилось на четырех опытных участках.

Измерение горного давления на опытном участке № 1 проводилось на глубине 400 м. Опытное кольцо коробового сечения пересекает зеленовато-серые туфобрекчии, сильно трещиноватые, разрушенные, местами раздробленные. Наблюдается незначительный приток воды. Обломки пород состоят из андезитов, порфиринов, песчаников. Зарисовка забоя (рис. 2) показывает, что загрузка левой половины свода соответствует силам горного давления, направленным приблизительно поперек пластов, а для правой половины свода эти силы ориентированы примерно вдоль пластов. При анализе данных измерений это обстоятельство подтвердилось.

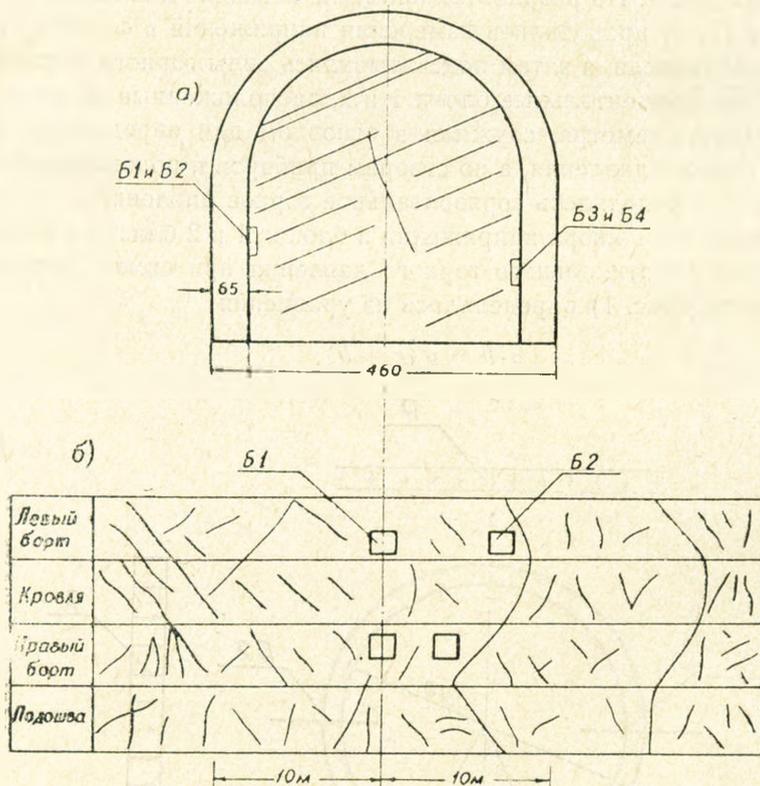


Рис. 2. Геологическая зарисовка участка тоннеля в разрушенных туфобрекчиях. Б1—Б4—измерительные блоки, а—забой тоннеля, б—развертка.

Измеренные напряжения в левой стене тоннеля на уровне горизонтального диаметра составили в среднем 24 кгс/см^2 . Для правой стены

тоннеля в блоках 3 и 4 напряжения равнялись 21 и 20 $\text{кгс}/\text{см}^2$, в среднем 20,5.

Дальнейший расчет ведется для участка тоннеля длиной 1 см. Опорные реакции тоннельного свода составляют: левая опора 1550 и правая 1330 кгс . Значительное повышение усилий в левой стене тоннеля увязывается с отмеченным геологическим строением пород. Горное давление развивается более интенсивно в направлении перпендикулярно к пластам породы.

Осредненное вертикальное горное давление на свод по формуле (1) равно 6,2 $\text{кгс}/\text{см}^2$, или 62 $\text{тс}/\text{м}^2$. Процесс измерения горного давления в этом тоннеле показан на рис. 3.

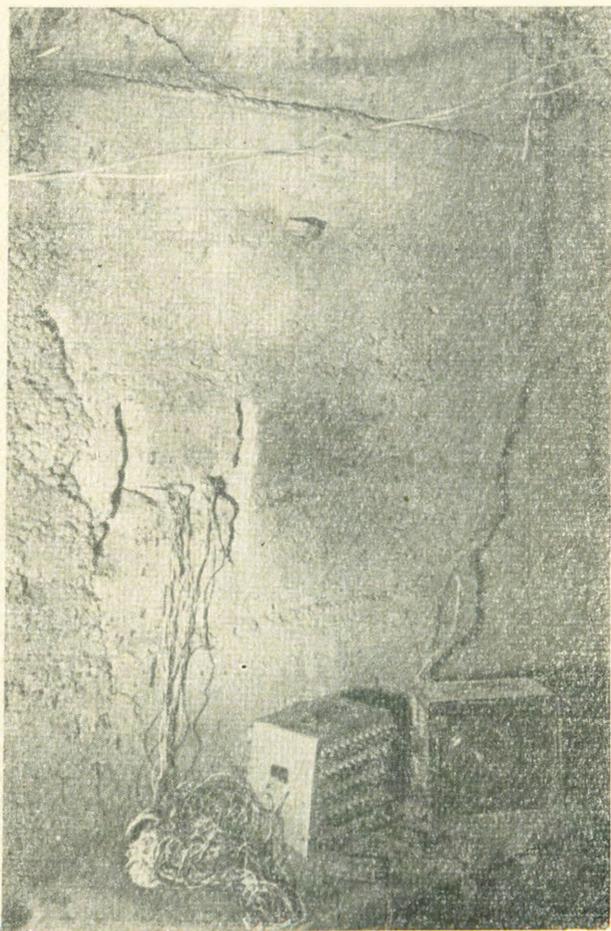


Рис. 3. Проведение измерений в тоннеле. И-образная измерительная прорезь в обделке. Аппаратура—автоматический измеритель деформаций и переключатель.

Измерение в тоннеле на опытном участке № 2 описано ранее [4]. Отметим, что стены обделки претердели на этом участке весьма интен-

сивные смещения до 0,5 м. Наличие интенсивных смещенной обделки вызвало снижение горного давления, которое составило 17 тс.

В дальнейшем трасса тоннеля в этом месте проходила по сооруженной обходной ветви.

Эксперименты на третьем опытном участке проводились на глубине 132 м от поверхности. Порода представлена желтовато-белыми слоистыми диатомитовыми глинами, имеющими почти горизонтальное простирание. Объемный вес породы около 1,5 гс/см³. Вертикальное горное давление равно 16,1 тс/м².

Четвертый опытный участок пересекал глинистые горные породы, залегающие на контакте с сильно разрушенными обводненными туфами, глины в основном залегали в подошве или в нижней части профиля тоннеля.

Глинистые породы были темно-коричневого цвета с буровато-красным оттенком. Местами наблюдались прослойки серо-бурой глины мощностью не более 0,4 м. Предел прочности глин при одноосном сжатии около 10 кгс/см². Глины проявляли интенсивное пучение внутри выработки, в первые же часы после проходки. Это приводило к поломкам бетонной и железобетонной обделки, уложенной непосредственно на горную породу. Пришлось применить обделку из чугунных тюбингов.

В соответствии с этим типом обделки была изменена методика измерений напряжений в конструкции. Перед монтажом в тюбингах рассверливались отверстия диаметром 3,7 мм, куда запрессовывались стальные стерженьки диаметром 4 мм. Измерительный створ длиной 30 см был образован двумя стерженьками.

Деформации тюбингов измерялись переносным тензомером. Корпус прибора представляет стальную трубку, по концам которой были устроены вырезы для опирания на два стерженька. Отсчеты брались по мессуре, закрепленной на трубочке. По данным измерения, среднее напряжение в чугунной обделке достигло 1550 кгс/см², что соответствовало горному давлению на обделку 173 тс/м². Эта величина близка к данным измерения горного давления при помощи других приборов—динамометрических секций размером 50×50 см, заложенных за обделку.

На данном этапе наблюдений, который соответствовал уходу забоя вперед на 8 м, началось интенсивное трещинообразование тюбинговой обделки. Проходка была прекращена и внутри тюбингов срочно возвели мощную железобетонную обделку толщиной 50 см, что дало удовлетворительное решение вопроса. В связи с закрытием тюбингов бетоном наши наблюдения были прекращены. Ожидая, по данным опытов на других объектах, что горное давление может возрасти еще на 20—25%, приходим к величине горного давления в 220 тс/м².

Пятый и шестой опытные участки находились в тоннеле на Северном Кавказе, проходка которого осуществлялась специальным щитовым агрегатом с возведением обделки из монолитно-прессованного бетона. Тоннель пересекал глины майкопские, аргиллитоподобные, сланцеватые, анизотропные, твердые, по плоскостям напластования с линзами

алеврита, сидерита и песчаника крепкого и слабо цементированного. Глины трещиноватые, трещины в основном закрытые, отдельные трещины выполнены пиритом. Глины относятся к набухаемым, легко выветриваются. В выветренном состоянии быстро размокают.

Для пятого участка характерно проявление сильно трещиноватых глин. Напряжения в пятах свода составили 17,8 и 15,9, в среднем 16,9 $кгс/см^2$. Вертикальное горное давление равно 18 $тс/м^2$.

Напряжения в бетоне в подошве тоннеля составили 11,7 и 12,5, в среднем 12,1 $кгс/см^2$. Горизонтальное горное давление равно 12,8 $тс/м^2$.

Шестой опытный участок проходил также в майкопских глинах, но со слабо выраженной трещиноватостью. Для блоков в пятах тоннельного свода выявлено среднее напряжение в бетоне 10 $кгс/см^2$. Вертикальное горное давление равно 11 $тс/м^2$. В подошве тоннеля среднее напряжение 11 $кгс/см^2$ и горизонтальное горное давление 11,5 $тс/м^2$.

Седьмой опытный участок на трассе Московского метрополитена был расположен на глубине 7 м в плотных песках. Проходка осуществлялась специальным щитовым агрегатом с возведением обделки из монолитно-прессованного бетона.

Напряжения в бетоне для сечения в пятах свода составили 4,5 и 3,82 $кгс/см^2$, т. е. в среднем 4,15 $кгс/см^2$. Часть этого напряжения вызывается собственным весом тоннельного свода по приближенному подсчету. Эта часть напряжения в бетоне составляет 1,0 $кгс/см^2$. Следовательно, напряжение в бетоне только от вертикального горного давления составляет 3,15 $кгс/см^2$, что соответствует осредненному вертикальному горному давлению 3,5 $тс/м^2$.

Напряжения в бетоне для сечения в подошве составили 3,75 и 5,4 $кгс/см^2$, т. е. в среднем 4,57 $кгс/см^2$. Горизонтальное горное давление равно 5,4 $тс/м^2$.

Отметим, что расчет по общепринятым формулам дает для седьмого опытного участка величину вертикального горного давления в 3,8 раза больше, чем при эксперименте. Подсчитанное теоретически горизонтальное горное давление, наоборот, меньше экспериментального в 1,5 раза.

Экспериментальные измерения показали, что величины вертикального и горизонтального горного давления довольно близки.

Этим объясняется близкое совпадение напряжений в бетоне по всем сечениям кольца обделки. Данный вывод весьма благоприятен для работы тоннельной обделки и, очевидно, связан с процессом изготовления бетонных обделок методом прессования. Результаты экспериментов по всем опытным участкам сведены в таблицу.

Выводы

Горное давление в зависимости от вида и состояния пород может достигать весьма значительных величин. По данным экспериментов в

Таблица

Горное давление в тоннелях

№ опытных тоннелей	Горная порода	Форма сечения	Ширина или диаметр выработки	Глубина залегания	Величина горного давления, $тс/м^2$	
					вертикального	горизонтального
1	Туфобрекчии разрушенные, местами раздробленные	короб.	4,6	400	62	—
2	Туфобрекчии разрушенные до состояния глин. Стена обделки смещена на 0,5 м	"	4,6	380	17	—
3	Диатомитовые глинны, слоистые	"	3,8	132	16	—
4	Глинистые породы на контакте с разрушенными туфами	круг	5,5	620	220	—
5	Глины майкопские, сильно трещиноватые	"	5,7	41	18	13
6	Глины майкопские трещиноватые	"	5,7	51	11	12
7	Плотные пески	"	5,9	7	4,6	5,4

ряде случаев вертикальное и горизонтальное горные давления сравнительно близки друг к другу. Это обстоятельство весьма благоприятно для работы тоннельных обделок.

Предложенная методика динамометрического разреза позволяет получить сравнительно просто данные по величине горного давления в тоннелях и должна найти в дальнейшем широкое применение.

Ереванская лаборатория
тоннелей

Поступила 26.I.1974.

Ե. Գ. ՉԱՎԻՅԱՆ

ԼԵՌՆԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՃՆՇՄԱՆ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆԸ ԹՈՒՆԵԼՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում քննարկվում են լեռնային ապարների ճնշման հետազոտման հարցերը:

Կիրառված է թունելի պատերի ամրացման լարման չափման և լեռնային ճնշման ուժերի հետագա չափման եղանակը:

Փորձարարական և տեսական տվյալների համեմատումը բավական հաջող է ստացվել:

Ստուգման համար առաջարկված է ուժային մեթոդը, դրված են լաբորատոր փորձեր մեծ չափերի մոդելների վրա:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Влох Н. П., Сашурин А. Д. Измерение напряжений в массиве крепких горных пород. «Недра», М., 1970.
2. Дорман И. Я. Деформации грунтового массива при сооружении тоннелей с отделкой из монолитно-прессованного бетона. Метрострой, № 5, 1965.
3. Завриян Е. Г. Силовые методы исследования напряженного состояния массивов горных пород. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1968.
4. Завриян Е. Г. Определение давления глинистых горных пород на подземные сооружения. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1971.
5. Ходош В. А., Черненко Е. А. Новая технология сооружения тоннелей в песках. Метрострой, № 4, 1971.
6. Чеботаев В. В., Лыткин В. А., Фотиева Н. Н. Определение нагрузок на крепь железноподорожного тоннеля на основе натуральных измерений ее деформаций. Ж. «Основания, фундаменты и механика грунтов», № 4, 1975.
7. Эристов В. С., Мазур А. М. Подземные работы и улучшение скальных оснований. «Энергия», М., 1966.

Յու. Հ. ՄՈՒՐՔՅԱՆ

**ՌՈՒՐՔԻԱՅԻ ՕԳՏԱԿԱՐ ՀԱՆԱԾՈՆԵՐԸ ԵՎ ԼՅՈՆԱՀԱՆՔԱՅԻՆ
ԱՐԳՅՈՒՆԱՔՆՐՈՒԹՅՈՒՆԸ**

Ռուրքիայում հայտնաբերված են օգտակար հանածոների բոլոր հիմնական խմբերի՝ վառելիքային, մետալուրգիական, քիմիական և շինանյութերի արդյունաբերական նշանակություն ունեցող հանքավայրեր: Թեև նրա տարածքը երկրաբանական տեսակետից դեռևս լրիվ ուսումնասիրված չէ, այնուհանդերձ կարելի է որոշ պատկերացում կազմել նրա ընդերքի հարստությունների որակական, ինչպես նաև քանակական ցուցանիշների մասին: Վերջիններս հիմք են տալիս պնդելու, որ երկրաբանական ուսումնասիրվածության արդի մակարդակով էլ Ռուրքիան պատկանում է աշխարհի հանքային ռեսուրսներով համեմատաբար հարուստ ռեզիդուների թվին:

Ռուրքիայի ընդերքի հարստությունները ձևավորվել են երկրաբանական տարբեր ժամանակաշրջաններում ու ամենաբազմապիսի պայմաններում, այնուամենայնիվ ամենատարածված զոյացումները վերաբերվում են մեղուդյան ու կայնոզոյան դարաշրջաններին:

Գտնվելով ալպ-հիմալայան երիտասարդ ծալքավորությունների դոտու միջին հատվածում, Ռուրքիայի տարածքն աչքի է ընկնում մետաղային հանածոների որոշ տեսակների զգալի առկայությամբ:

Մետաղային օգտակար հանածոների հանքավայրերը հիմնականում երրորդական, մասամբ նաև կավճի հասակի են և պատկանում են Միջերկրածովային մեղու-կայնոզոյան մարզին (Հ. Գ. Մաղաբյան, 1961): Իսկ ոչ մետաղային օգտակար հանածոների հանքավայրերի առաջացումը կապված է հիմնականում պալեոզոյան և մասամբ մելոզոյան ու կայնոզոյան ժամանակաշրջանների զոյացումների հետ: Մետամորֆիկ ապարներն այստեղ հանդես են գալիս գնեյսների, թերթաքարերի, քվարցիտների և մարմարի ձևով: Մարմարի հանքավայրերը հերցինյան ծագում ունեն, իսկ քարածխինը և գորշ ածխինը՝ դեռևի և մասամբ կարբոնի հասակի են (Կ. էրենթոզ, 1967 թ):

Ռուրքական դարավոր տիրապետության ընթացքում երկրաբանական առումով երկիրը թույլ է ուսումնասիրվել և նոր հանքավայրեր ու հանքատեսակներ մինչև վերջին տասնամյակները գրեթե չեն հայտնաբերվել, որոնք անձանոթ լինեին նրա հին բնակիչներին: Այնուհանդերձ մինչև 1930-ական թվականների կեսերը ոչ ինքը՝ պետությունը, ոչ թուրքական ազգային բուրժուազիան և ոչ էլ օտարերկրյա կապիտալը ակտիվ հետաքրքրություն երկրի ընդերքի հարստությունների նկատմամբ չէին դրսևորվում: Դրությունը որևէ չափով փոխվում է, երբ 1935 թ. № 2804 օրենքի համաձայն Անկարայում ստեղծվում է Լեռնային գիտա-հետազոտական ինստիտուտը (Maden Tetkil. ve Arama), որը հետագայում ծավալեց օգտակար հանածոների որոնողական աշխատանքները և հիմք դրեց բնական ռեսուրսների արդիական գիտական ուսումնասիրմանը: Ավելի ուշ օգտակար հանածոների որոնողական-հետախուզական աշխատանքներին սկսում է մասնակցել նաև օտարերկրյա

(հատկապես ամերիկյան) կապիտալը: Այն ոչ միայն վարկավորում է այս ինստիտուտին, այլև մենաշնորհային իրավունք է ստանում երկրի բնական հարստությունների հետազոտման համար: Չկարողանալով իր արտաքին պարտքերը մարել, Թուրքիան տնտեսապես կախման մեջ ընկավ զարգացած կապիտալիստական երկրներից, որոնք շահադրոված շինելով Թուրքիայի վերամշակող արդյունաբերության զարգացման գործում, զարկ էին տալիս հանքային ռեսուրսների արդյունահանմանը և արտասահման արտահանելուն: Երկիրը, ըստ էության, սկսեց վերածվել գլխավոր կապիտալիստական երկրների հումքային կցորդի:

Թուրքիայի օգտակար հանածոների շարքում աչքի են ընկնում հատկապես մետաղային ռեսուրսները և քիմիական հումքը (տե՛ս աղյուսակ 1):

Աղյուսակ 1

Օգտակար հանածոյի տեսակը	Պաշարները (մլն. տ.)	Տեղը ըստ պաշարների		
		կապիտալիստ. աշխարհում	Ասիայի կապիտալիստ. երկրների մեջ	Մերձավոր Արևելքում
Քրոմ	60	2	1	1
Վոլֆրամ	15	5	2	1
Բոքսիտներ	68	15	2	1
Պղինձ	40	—	1	1
Մժուժր	10	4	1	1
Մարիթ	—	4	1	1
Բորատներ	850	2	1	1
Ֆոսֆորիտներ	200	12—16	2	3

Աղյուսակը կազմված է գրականության աղբյուրների հիման վրա [1, 6, 8, 9, 12, 14, 15, 19]:

Այստեղից պարզ է դառնում, որ մետաղային ու քիմիական հումքի մի քանի տեսակների գծով Թուրքիան կարևոր տեղ է զրավում ոչ միայն Մերձավոր Արևելքում, այլև Ասիայի կապիտալիստական երկրների շարքում և նույնիսկ ամբողջ կապիտալիստական աշխարհում:

Թուրքիայի պղնձի առավել խոշոր հանքավայրերը երկուսն են՝ Էրզանի (Հայկական Տավրոս) և Մուրգուլի (Ճորոխի ավազան): Երկու հանքավայրերում էլ պղնձի պարունակությունը հանքաքարի մեջ բավականին բարձր է՝ 2—12 տոկոս: Էրզանիի հանքավայրում հանքամարմինները հորիզոնական տարածում ունեն և խառնված են տարբեր նյութերի հետ: Ենթադրվում է, որ այստեղ պղնձի պաշարները չեն անցնում 10 մլն. տոննայից: Մինչդեռ Մուրգուլի հանքավայրում հանքամարմինների հզորությունը 35—85 մետր է, ավելի քիչ խառնուրդներով և հանքաքարի 20—30 մլն. տ. պաշարներով [14]:

Աչքի ընկնող տեղ են զրավում Տաշքոփրյուի և Բալյաի կոլչեղանային հանքավայրերը 2—7 տոկոս պղնձի պարունակությամբ: Տաշքոփրյուում էթիբանկը (Թուրքիայի պետական բանկը) կառուցել է հարստացուցիչ ֆաբրիկա, որին ֆինանսավորում է ամերիկյան կապիտալը:

Պղնձի հիմնական հանքավայրերի շրջանում՝ Մուրգուլիում և Էրզանիում կատարվում է հումքի արդյունահանում, հարստացում և ձուլում: 1973 թվականին արդյունահանվել է 1671,1 հազ. տ. պղնձի հանքաքար և ձուլվել 24,7 հազ. տ. պղինձ (22):

Թուրքիայում հայտնաբերված են բոքսիտների խոշոր պաշարներ: Նրանք լայնորեն տարածված են Միջերկրական և Սև ծովերի առափնյա շրջաններում (Անթալիա—Վաղիանթեպ և Զոնգուլդակ): Մրանք ունեն փափուկ հողախառն կառուցվածք և պարունակում են 50—68 տոկոս Al_2O_3 , 5—23% SiO_2 , 14—20%, Fe_2O_3 և 3% TiO_2 (14): Ալյումինիումի հումք են ծառայում Բեյշեհիր լճի հարավ-արևելյան մասում, ինչպես և Անթալիա վիլայեթի Ակսեկի հանքավայրում տարածված ալունիտները: Սովետական Միության տեխնիկական օգնությամբ Սեյդիշեհիրում (Կոնյայի հարավ-արևմտյան մասում) կառուցվել է ալյումինիումի կոմբինատ տարեկան 60 հազ. տ. ալյումինիումի ստացման կարողությամբ: Միայն 1973 թվականին արդյունահանվել է 333,4 հազ. տ. բոքսիտ, որի կեսից ավելին օգտագործվել է երկրի կարիքների համար, իսկ մնացածը հարստացման ենթարկվելով, առաքվել է Արևմտյան Եվրոպա:

Թուրքիայում կան մի ամբողջ շարք կապար-ցինկային հանքավայրեր, որոնք հիմնականում տեղաբաշխված են շորս գոտում՝ Բալքսիր, Կըրլ-Իրմակի հովիտ, Սև ծովի արևելյան շրջան և Հայկական Տավրոս: Այս հանքավայրերում հանքաքարի մեջ կա նաև պղինձ, կոբալտ, արծաթ և փոքր քանակությամբ ոսկի: Պետությունն է իրագործում Քեբանի (էլյազլ վիլայեթ) հանքավայրի արդյունաբերական շահագործումը, իսկ մասնավոր ընկերությունները շահագործում են Սուսուրլուեկի, էզրեմիտի, Սիմավի, Դարենդեյի, Ֆատասյի հանքավայրերը: 1972 թ. տվյալներով Թուրքիան արդյունահանել է 55,7 հազ. տ. ցինկի և 26,3 հազ. տ. կապարի հանքաքար (21):

Կարևոր տեղ են զբաղում նաև հազվագյուտ մետաղները՝ սնդիկը, ծարիրը, մոլիբդենը, վոլֆրամը, ուրանը, որոնցից առաջին երկուսի հանույթը վերջին տանամյակում զգալիորեն աճել է:

Սնդիկի հիմնական հանքավայրերը Եզմիրի վիլայեթի Օղմիշ գավառում են, որտեղ շահագործվում է Կարաբուրունի հանքավայրը: Ներկայումս սնդիկի մեծ մասը ստացվում է Կոնյա քաղաքի շրջանից հյուսիս գտնվող հանքավայրերից, ուր սնդիկի պարունակությունը հանքաքարում հասնում է 2,5 տոկոսի: Միայն պետական ձեռնարկություններում 1971 թ. ստացվել է 175 տ. սնդիկ (23):

Ծարիրի հանույթը զգալի է Թոքաթ-Տուրխալի շրջանում: Տուրխալի բնակավայրից հյուսիս-արևելք էջիլ-Իրմակ գետի հովտում գտնվում է էզլեմիտի հանքավայրը, որին կից կառուցված է հարստացուցիչ ֆաբրիկա՝ օրական 22 տ. հանքանյութի մշակման կարողությամբ: Այստեղ ստանում են ծարիրի հարստանյութ՝ 62—65 տոկոս ծարիրի պարունակությամբ: 1973 թ. երկրում արդյունահանված 38 հազ. տ. ծարիրի հանքաքարն համարյա ամբողջությամբ արտահանվել է (22): Դա ավելին է, քան նույն տարում արտահանել են ասիական բոլոր կապիտալիստական երկրները:

Սուլֆրեների հանքավայրեր են հայտնաբերվել երկրի հյուսիս-արևմտյան և Կենտրոնական Անատոլիայի մի շարք վայրերում: Զնայած հանքաքարի պաշարները մեծ չեն, շուրջ մեկ միլիոն տոննա, այնուհանդերձ Գելեմիկ պլուդի մոտ աշխատում է հարստացուցիչ ֆաբրիկա օրական 300տ. հանքաքարի մշակմամբ: Ուլուդաղ լեռան շրջանը հայտնի է վոլֆրամի հանքավայրերով: Սակայն հանույթը մեծ չէ՝ 350 տ. հանքաքար (1972 թ.):

Սև մետաղների շարքում ուրույն տեղ է զբաղում բրոմը, որի պաշարնե-

րով՝ 60 մլն. տ., Թուրքիան կապիտալիստական աշխարհում գրավում է երկրորդ տեղը, հանույթով՝ երրորդը: Քրոմի հանքավայրերի թիվը 50-ի է հասնում: Սակայն տարածման հիմնական շրջանը Հայկական Տավրոսն է, որտեղ Գուլեման բնակավայրի մոտ հանքամարմինները երկրի մակերեսից ընդամենը 4—5 մետր խորության վրա են: Գուլեմանի հանքավայրը տալիս է երկրում արդյունահանվող քրոմի հանքաքարի 60 տոկոսը: Հանքաքարը պարունակում է 51,5% Cr₂O₃, 17% MgO, մինչև 14% Fe₂O₃ և 17,5% Al₂O₃ (11):

Իրենց նշանակությամբ աչքի են ընկնում Ֆետհիե, Թոքաթ, Դաղդղի, Բաշյուրեն հանքավայրերը:

Համաշխարհային շուկայում քրոմի մեծ պահանջարկով և Թուրքիայում մետալուրգիական արդյունաբերության ցածր մակարդակով է բացատրվում քրոմի մշտական արտահանումը: Վերջինս էլ իր հերթին պայմանավորում է արդյունաբերության այս ճյուղի խիստ կախվածությունը քրոմի համաշխարհային շուկայի կոնյունկտուրայից:

Մինչև հիսունական թվականների վերջը Թուրքիայից արտահանվում էր հատկապես քրոմի հանքաքար, իսկ հետագայում մեծացավ քրոմի հարստանյութի արտահանումը: Միայն 1960 թ. 395 հազ. տ. քրոմի հանքաքար է արտահանվել ԱՄՆ, ԳՖՀ, Ֆրանսիա, քիչ չափով նաև Ավստրիա, Նորվեգիա և Իտալիա (16): Ներկայումս արտահանվում է երկրում ստացվող քրոմի 70—80 տոկոսը, հատկապես ԳՖՀ, ԱՄՆ, Մեծ Բրիտանիա և Ֆրանսիա: ԱՄՆ-ը մետալուրգիական քրոմիտը ստանում է գլխավորապես Թուրքիայից:

Հանքաքարի արտահանման այսպիսի ցուցանիշների կողքին Թուրքիան սեփական կարիքների համար շատ քիչ քրոմիտ է ստանում (շուրջ 30 հազ. տ.):

Թուրքիան աղքատ է երկաթով: Հայտնաբերված ու հետախոսված պաշարները չեն անցնում 250 մլն. տոննայից: Երկաթի արդյունահանումը կազմակերպված է հիմնականում Դիվրիզի և երկրի հյուսիս-արևմտյան շրջաններում: Դիվրիզի երկաթաքարի մեջ ոչ միայն քարձր է մետաղի պարունակությունը՝ 50—58 տոկոս, այլև շատ քիչ է ծծմբի և ֆոսֆորի քանակը: Դըրան հակառակ Սև ծովի ափամերձ Չամդաղ-Ֆերդիլի հանքավայրի երկաթաքարի պաշարները, որ կազմում են 70 մլն. տ., ցածրորակ են, մետաղի 18—40 տոկոս պարունակությամբ: Ըստ պաշտոնական աղբյուրների, 1968 թ. երկրում արդյունահանվել է 2, 2 մլն. տ. հանքաքար, 1970 թվականին՝ 2,9 մլն. տ.: Երեք տարի անց նրա հանույթը նվազել է մինչև 2,5 մլն. տ., որի կեսը բաժին է ընկնում Դիվրիզի պետական ընկերությանը: Կարաբլուքում աշխատում է մետալուրգիական մի կոմբինատ, որը օգտագործվում է էրեզլի-Ջոնգուլդակի քարածուխը և Դիվրիզի երկաթաքարը: Իսկ Իսքենդերոնում արդեն մի քանի տարի է, ինչ գործում է ՍՍՀՄ-ի օգնությամբ կառուցված արտադրական լրիվ ցիկլով մետալուրգիական կոմբինատը: Վերոհիշյալ կոմբինատները էրեզլիի մետալուրգիական կոմբինատի հետ միասին 1972 թվականին արտադրել են 1,4 մլն. տ. պողպատ, 1,1 մլն. տ. թուջ և շուրջ 400 հազ. տ. գլանվածք (21):

Թուրքիայում հայտնի են մանգանի 129 փոքր հանքավայրեր: Ամենախոշորը Միջերկրական ծովափին Ֆետհիե հանքավայրն է: Ինչպես այս, այնպես էլ էրեզլիի և Թեքիրդաղի հանքավայրերում մանգանի պարունակությունը

նր բավականին բարձր է՝ շուրջ 40 տոկոս: Մակայն մանգանի հանույթը ոչ միայն մեծ չէ, այլև գնալով պակասում է: 1955 թվականին այն կազմել է 50 հազ. տ., 1968 թ. 25 հազ. տ., իսկ 1973 թ. միայն 6,6 հազ. տ. (22):

Մագնեզիումը հանդիպում է քրոմի հետ մեկանգղ նույն հանքաշերտերում: Մետալուրգիական արդյունաբերության զարգացումը նպաստեց նաև մագնեզիումի հանույթի ավելացմանը: Եթե 1938—1946 թվականներին արդյունահանվել է ընդամենը մի քանի հարյուր տոննա, ապա 1973 թվականին այն հասել է 298 հազար տոննայի:

Թուրքիան համեմատաբար աղքատ է վառելիքային ռեսուրսներից: Քարածխի հիմնական շրջանը էրեզլի-Չոնգուլդակի ավազանն է: Այս հանքավայրը շնայած 150 տարուց ի վեր շահագործվում է, բայց ածխի հանույթը մեծ չէ (շուրջ 8 մլն. տ.) և կատարվում է պարզունակ ձևով: Ավազանում հաշվվում է շուրջ 190 տեղամաս, որոնցից միայն մեկում է, որ հանույթը մեքենայացված է: Գորշ ածխի՝ լիգնիտի, հանքավայրեր հանդիպում են ավելի քան 100 վայրերում, սակայն պաշարների մեծ մասը Արևմտյան Անատոլիայում է (Տավշանլի, Սոմա, Տոնչբիլակ, Սյոքե): Լիգնիտ է արդյունահանվում եվրոպական մասում Ուզունքյովրյուի հանքավայրերից: Երկրում լիգնիտի հանույթը գերազանցում է քարածխին և ներկայումս կազմում է 11 մլն. տ.:

Նավթը հիմնականում տարածված է Վանա լճի հարավ-արևմտյան շրջաններում, որտեղ այն արդյունահանվում է Ռամանդաղ, Միսրիչ, Զոկ, Շելմա հանքավայրերում: Հետախուզված պաշարների մասին տվյալները հակասական են՝ 150 մլն. տ. [8], 400 մլն. տ. [13] և 500 մլն. տ. [10] և պակասը լրացվում է ներմուծմամբ, տարեկան շուրջ 9 մլն. տ.: Երկրում գործում են նավթավերամշակման չորս գործարան Բաթման, Մերսին, Իզմիր և Իզմիտ քաղաքներում: 1973 թ. Թուրքիայում արտադրվել է 16 մլն. տ. նավթամթերք: Զոկ բնակավայրից Ուրֆա-Ղազիանթեպի վրայով ծովափնյա Իսքենդերոն է ձգվում երկրում միակ նավթամուղը: Նախագծված է Իրանից Թուրքիա՝ Ախվալ-Իսքենդերոն 1700 կմ երկարությամբ նավթամուղ անցկացնել: Ըստ նախագծի, նրա շինարարությունը (1 մլրդ. դոլար արժողությամբ) ավարտվել է 1975 թվականին:

Բնական գազի հանքավայրերը տարածվում են Մյուրեֆթում (Արևելյան Թրակիա) և Սեյհան գետի հովտում: Ավարտին է մոտենում Մյուրեֆթից Մտամբուլ ձգվող գազամուղի շինարարությունը: Սաքարիա գետի միջին հոսանքի շրջանում էսքիշեհի բազալից ոչ հեռու տարածվում են այլվող թերթաքարերի ոչ մեծ պաշարներ, սակայն հանույթ չի կատարվում:

Վառելիքա-էներգետիկ ռեսուրսների արդյունահանումը անցած երեք ու կես տասնամյակում ունի այսպիսի պատկեր (աղյուսակ 2):

Աղյուսակը կազմված է գրականության աղբյուրների հիման վրա (1, 2, 5, 6, 7, 10, 22):

Թուրքիայում էլեկտրաէներգիայի արտադրության մեջ շարունակ աճում է նավթի դերը: 1972 թ. արտադրված 11 մլրդ. կվտ ժամ էլեկտրաէներգիայի 67,3 տոկոսը տվել են ջերմաէլեկտրակայանները, որոնց վառելիքային հաշվեկշռում հիմնական դերը պատկանել է նավթին (35,3 տոկոս), ավելի պակաս բաժին ունեն լիգնիտը (19,1 տոկոս), քարածուխը (11,4 տոկոս): Վառելիքի այլ տեսակներին բաժին է ընկնում 1,5 տոկոս [10]: Կարևորագույն

Ա Ղ Յ Ո Ւ Ս Ա Կ 2

Վտանգիքի տեսակներ	Արդյունահանումը (մլն. տ.)				
	1936	1946	1960	1968	1973
Քարածուխ	2,7	3,8	3,6	7,5	8
Լիգնիտ	0,2	0,4	3,8	8,1	10,5
Նավթ	—	0,000E	0,4	3,1	3,6

էլեկտրակայաններից են Չատալագլիի, էրեզլիի, Սեյիտոմերի, Տունչբիլակի, Իզմիրի, Կարաբյուքի, Մերսինի ջերմաէլեկտրակայանները:

Քուրքիան լավ ապահովված է նաև քիմիական խմբի մեջ մտնող հանածոների տեսակներով՝ ծծումբ, աղեր, բորատներ, ֆոսֆորիտներ և այլն: Քեչիբորլուի շրջանում ծծմբի պաշարները անցնում են 7 մլն. տոննայից: Հանքավայրը շահագործվում է 1935 թվականից և ունի ծծմբաքարի բարձրորակ պաշարներ: Ներկայումս Քուրքիայում տարեկան ստացվում է շուրջ 20 հազ. տ. ծծումբ:

Կենտրոնական Անատոլիայում, հատկապես Տուզ լճի մերձակա վիլայեթներում, աղի հսկայական պաշարներ կան: Դրանք շատ են և Հայկական բարձրավանդակի միջին մասում՝ Կաղզվան, Տուլուջա: Երկրում ծովաղի, լճաղի, քարաղի պաշարները գնահատվում են մի քանի մլրդ. տ.: Արդյունաբերական տեսակետից դրանք զգալի նշանակություն կարող են ունենալ, սակայն առայժմ արդյունահանվող աղը սոսկ սննդի համար է օգտագործվում:

Բորատների համաշխարհային հետախուզված պաշարների շուրջ կեսը՝ 850 մլն. տ. գտնվում է Քուրքիայում: Իսկ բորային հումքի արտահանումով (200 հազ. տ.) Քուրքիան գիջում է միայն ԱՄՆ-ին՝ տալով համաշխարհային արտահանման մասն 25 տոկոսը:

Ֆոսֆորական հումքի պաշարներով՝ 200 մլն. տ. Քուրքիան ասիական կապիտալիստական երկրների շարքում երկրորդն է: Ադրիանոսի և Ղազիան-թեպի վիլայեթներում հանքաշերտերը 4—20 մ հզորություն ունեն, իսկ P₂O₅-ի պարունակությունը հասնում է 32 տոկոսի: Ֆոսֆորական հումքի բազայի վրա Իսկենդերոնում աշխատում է երկրում միակ գործարանը տարեկան ավելի քան 100 հազ. տ. սուլֆերֆոսֆատի արտադրությամբ:

Քուրքիայում լայնորեն տարածված են մարմարը, գրանիտը, բազալտը, տուֆը, կավը, կավիճը և այլ շինանյութեր: Առավել հետաքրքրություն են ներկայացնում Մարմարի և էդեյան ծովերի առափնյա շրջանների մարմարի հանքավայրերը, որտեղից տարեկան հանվում է 25 հազ. տ. լավորակ մարմար:

Բացի վերը նշված օգտակար հանածոներից, Քուրքիայում արդյունահանվում են նաև նաժդակ, փրփրահանք (պենկա), ասբեստ, նիկել, բարիտ:

Ընդհանրացնելով պետք է ասել, որ Քուրքիան ինդուստրիալ զարգացման համար ունի բնական նպաստավոր նախադրյալներ՝ բազմապիսի օգտակար հանածոների արդյունաբերական պաշարներ, որոնք ստեղծում են արդյունաբերության հումքային հարուստ բազա: Երեսնական թվականներից սկսած ընդերքի հարստությունների երկրաբանական ուսումնասիրության և արդյունաբերական օգտագործման բնագավառում ձեռք են բերվել նկատելի տեղաշարժեր: Ստեղծվել են լեռնահանքային և վառելիքա-էներգետիկ ինչպես նաև, վերամշակող արդյունաբերության մի շարք արդիական ձեռնար-

կություններ, որոնք կենտրոնացված են պետության, մասամբ նաև մասնավոր ընկերությունների ձեռքում: Այնուհանդերձ, ժամանակակից Թուրքիան ղեկավարում է շոգտադործված հնարավորությունների երկիր՝ միակողմանի զարգացում ունեցող կիսազաղութային բնույթի արդյունաբերությամբ: Հայտնաբերված շատ հանքավայրեր ղեկավարող արտադրական ոլորտում բնորոշված չեն, իսկ օգտագործվող հանքային ռեսուրսներն էլ հիմնականում արտահանվում են որպես հումք, շտեղծելով տեղում վարզացած վերամշակող արդյունաբերություն:

Խ. Արտվանի անվան հայկական
Պետական մանկավարժական ինստիտուտ

Ստացված է՝ 22. IV. 1975.

Ю. А. МУРАДЯН

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ГОРНОРУДНАЯ ПРОМЫШЛЕННОСТЬ ТУРЦИИ

Резюме

Территория Турции отличается благоприятными геологическими условиями для образования рудных и нерудных полезных ископаемых. Однако на протяжении веков разведывание, добыча и использование рудных ресурсов было запущено, и в Османской империи в этой области не только не намечалось продвижения, но и забывались многие достижения других народов.

Положение в значительной мере изменилось с середины 30-ых годов, когда был создан Горный научно-исследовательский институт. Значительные сдвиги произошли как в поисках полезных ископаемых, так и в исследовании их месторождений, эксплуатации и в развитии горнорудной промышленности. В этом деле, особенно в послевоенные годы, сыграл значительную роль иностранный, в частности американский, капитал. Характеризуются главные месторождения ресурса каждого вида и показатели развития соответствующей отрасли.

Особенно подробно говорится о районах распространения запасов и добыче группы рудных полезных ископаемых и химического сырья. Отмечается, что по некоторым важнейшим видам (хром, вольфрам, бокситы, медь, уран, сера, сурьма, бораты, фосфаты) Турция занимает первое место среди капиталистических стран не только Ближнего Востока, но и Азии, и даже во всем капиталистическом мире.

В статье имеются таблицы, одна из которых дает представление о полезных ископаемых, которые имеют большое распространение в Турции, и о месте, занимаемом по этим ископаемым в капиталистическом мире, а другая информирует о добыче топливно-энергетических ресурсов за последние три с половиной десятилетия.

Хотя в Турции действуют горнорудные, топливно-энергетические и ряд современных перерабатывающих промышленных предприятий, тем не менее в стране слаба связь между добычей полезных ископаемых и горнорудной промышленностью. Этому в большей степени мешает то, что значительная часть добычи природных ресурсов экспортируется.

Современная Турция все же остается страной неиспользованных возможностей, с односторонне развитой полукOLONиальной промышленностью.

Գ ր ւ շ Ձ ւ ն թ ի թ Յ թ ի Ն

1. ժամանակակից Թուրքիան, Երևան, «Հայաստան» 1967.:
2. Կ. Ֆ. Լուղըրլյան, Թուրքիա, Երևան, «Հայփետհրատ» 1958.:
3. Թ. Խ., Հակոբյան, Հայաստանի պատմական աշխարհագրություն, Երևան, «Միք» 1963.:
4. Вишняков М. Х. Проблемы развития нефтяной промышленности Турции. М., 1968.
5. Данциг Б. М. Турция, Воениздат, М., 1949.
6. Джиллов Х. Экономика Турции. «Наука», М., 1971.
7. Ежегодник БСЭ, М., Изд. «БСЭ», 1972, 1973.
8. Еремеев Д. Е. Турция, «Мысль», М., 1973.
9. Капиталистические и развивающиеся страны, М., 1973.
10. Кушев Р. И. Экономические проблемы развития энергетической промышленности Турции, М., 1973.
11. Магакьян И. Г. Рудные месторождения, Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1961.
12. Минеральные ресурсы стран капиталистического мира, М., 1968.
13. Моисеев П. П. Турция. М., «Мысль», 1966.
14. Обзор минеральных ресурсов стран капиталистического мира. М., 1965.
15. Победина, М. П., Смирнов В. П., Цыбульский В. В. Экономическая география стран Ближнего и Среднего Востока. «Политическая литература», М., 1969.
16. Розин М. С. География горнодобывающей промышленности капиталистического мира. «Географгиз», М., 1962.
17. Экономика стран мира. «Политическая литература», М., 1968.
18. Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии, «Геотектоника» №—2, 1967.
19. „Kim. mühend. mecm. Turk. Chem. Eng. Rev“., 1973, 6, № 57.
20. „Mining Annual Rev“., 1971. June, 374—375.
21. „Mining Annual Rev“., 1973. July, 379—380.
22. „Mining Annual Rev“., 1974. June, 381—382.
23. Statistical tables „Istanbul chamber Commerce“, 1972, № 10—12.

УДК 551.3.051

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Н. Р. АЗАРЯН, И. Х. ПЕТРОСОВ

О НЕПТУНИЧЕСКИХ ДАЙКАХ В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ
ВАЙКА (АРМЯНСКАЯ ССР)

Юрские отложения Вайка обнажаются в районе сс. Хндзурут, Гюлистан и в урочище Казаняйла. Они представлены толщей глин с сидеритовыми конкрециями в основании и известковистыми алевролитами байос-нижнебатского возраста мощностью более 200 м. Над ними трансгрессивно залегают кварцевые песчаники келловея мощностью от 0 до 15 м [4].

В районе с. Хндзурут авторы наблюдали довольно редкое явление, когда осадочная толща прорывается осадочными же телами, т. е. кластическими дайками. В нашем случае две дайки, состоящие из песчаников келловея, прорывают верхнебайосскую-нижнебатскую толщу глин и известковистых алевролитов. Азимут падения вмещающих пород СЗ $320^\circ \angle 32^\circ$, первой дайки—ЮЗ $215^\circ \angle 28^\circ$, второй—ЮВ $172^\circ \angle 10^\circ$. Дайки на фоне вмещающих пород выделяются достаточно отчетливо: они секут слоистость последних, отличаются плотностью, структурой и окраской пород — глины байоса-бата менее плотные, зеленовато-серого цвета, песчаники келловея — серовато-желтого. Мощность даек колеблется в пределах 2—20 см, видимая протяженность по падению—10—15 м, по простиранию—20—25 м. В направлении падения они постепенно выклиниваются.

По морфологическому и другим признакам дайки различаются между собой. Первая (рис. 1) имеет ветвистую форму, разделяется на три апофизы различной длины и мощности. Мощность нерасчлененной части составляет 20 см, отдельных ветвей—от 1 до 5 см. Характерно наличие глинистых включений размером до 2—3 см. Контакт с вмещающими глинистыми породами резкий. Мощность второй дайки (рис. 2) на всем ее протяжении составляет 10—15 см, редко наблюдаются незначительные раздувы. В местах пересечения с алевролитами дайка неоднородна (рис. 3): центральная ее часть сложена известковистыми кварцевыми песчаниками мощностью до 3 см, края—песчаным известняком мощностью до 10—15 см. Контакт между дайкой и вмещающими известковистыми алевролитами нечеткий. Здесь же отмечены линзочки известняка размером до 0,5 см. Таким образом, там, где дайки секут глины, они содержат глинистые включения, а в местах пересечения с карбонатными породами—резко обогащаются известковистым веществом, частично замещаются карбонатными породами и включают линзочки кальцита.

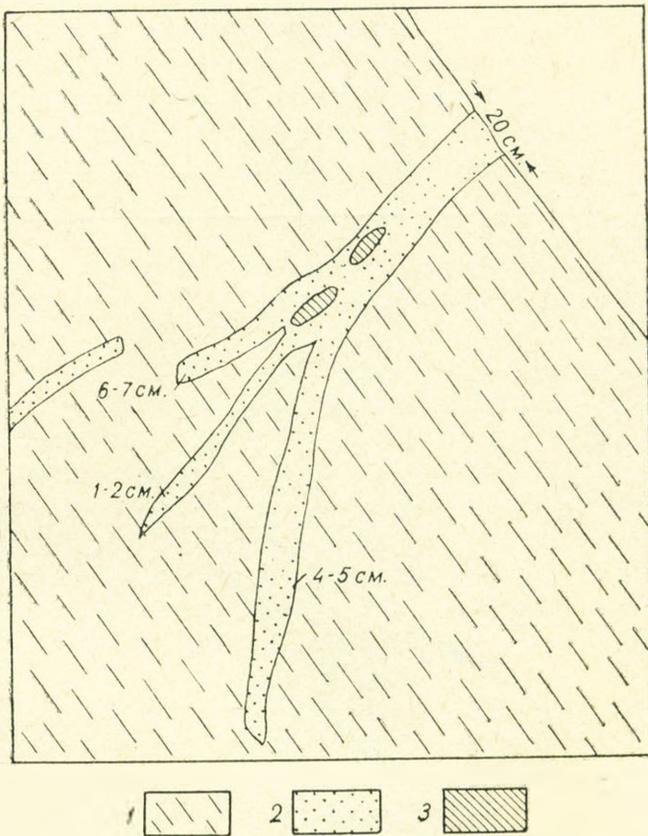


Рис. 1. Характер выклинивания дайки и наличие в ней глинистых включений вмещающих пород. 1—глины верхнего байоса, 2—дайка кварцевых песчаников келловея, 3—обломки глины в дайке.

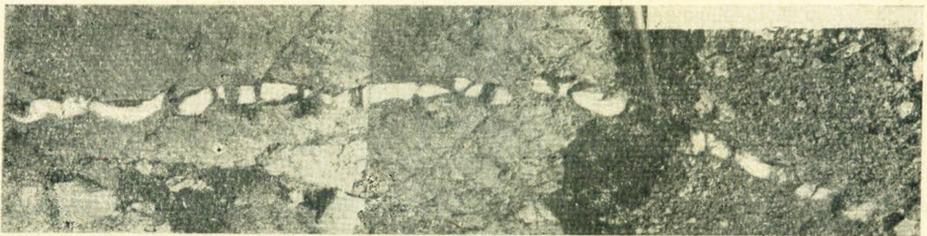


Рис. 2. Вторая дайка кварцевых песчаников келловея в верхнебайосских глинах на дне сухой балки южнее с. Хидзорут.

В обнажениях не зафиксировано непосредственное сопряжение корней даек с песчаниками келловея, участки же максимального их сближения замаскированы наносами. Однако уже визуальные наблюдения не оставляют сомнения относительно общности обломочного вещества даек и келловейских песчаников. Для уточнения этого вопроса были проведены петрографо-минералогические исследования, которые под-

твердили идентичность состава и отчасти структурно-текстурных особенностей песчаников даек и келловей. Это кварцевые песчаники с известковистым цементом. Обломочная часть представлена угловатыми и полукатанными зернами кварца (до 90%), измененными полевыми шпатами и биотитом, обломками кварцитов и глинистых пород (до 10%). Последние, а также полевые шпаты и биотит, серицитизированы, гидрослю-

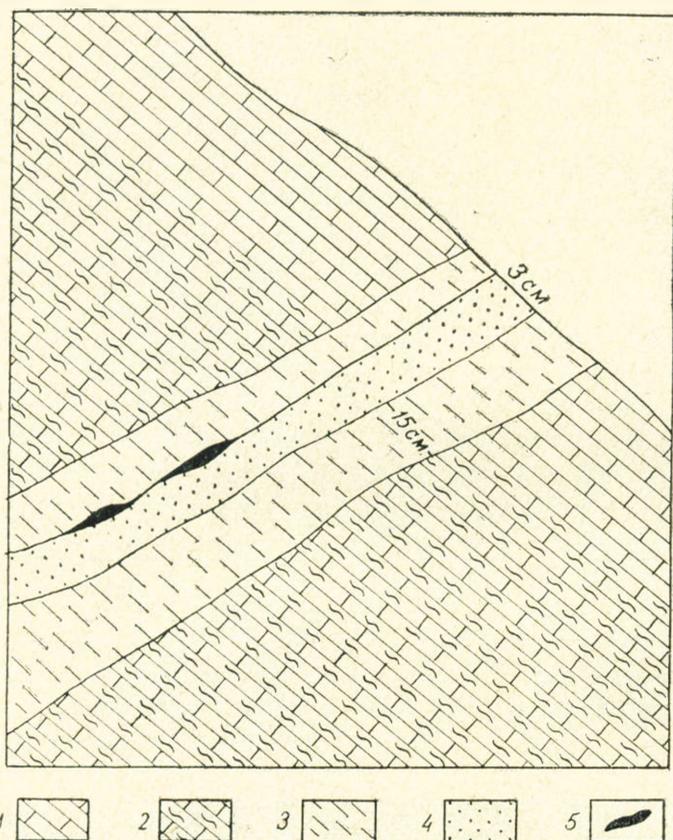


Рис. 3. Зарисовка зонального строения дайки, секущей известковистые алевролиты. 1—мергели, 2—известковистые алевролиты, 3—смешанные песчано-известковистые породы дайки, 4—кварцевые песчаники дайки, 5—карбонатные линзы в дайке.

дизированы, лимонитизированы. Цемент базальный, участками поровый и типа соприкосновения. Состоит из перекристаллизованного мелкозернистого кальцита, иногда с серицитом. Последний перекачивается в цемент за счет продуктов изменения полевых шпатов, биотита и обломков пород. Как было отмечено, известковистость песчаников в зальбандах резко возрастает и они постепенно замещаются карбонатными породами (карбонатность их составляет в среднем 70—75%). В этих смешанных породах отмечено большое количество округлых и эллипсоидальных концентрически скорлуповатых оолитов, в центре которых находятся серицитизированные обломки пород, кварц и микроорганизмы. Внешняя зона оолитов сложена карбонатно-глинистым веществом. В них и в.

песчанниках имеются остатки фораминифер, мшанок, водорослей. Во вмещающих глинах эти формы встречаются реже, для них характерно наличие обломков спикул губок.

Изучение минерального состава песчанников даек и келловей, а также байос-батских глин и алевролитов показало, что набор минералов во всех указанных породах в целом одинаковый, однако келловейские песчанники более сходны с дайками, чем с вмещающими породами.

Механизм образования кластических даек объясняется различно [1, 2, 3]. Среди них выделяются инъекционные и собственно нештунические дайки. Формирование первых связывается с понижением литостатического давления при отсутствии стрессовых напряжений [1], действием фактора одностороннего или гидростатического давления и др. Трещины в основном тектонического или сейсмо-тектонического происхождения, вещество даек поступает снизу вверх.

Собственно нештунические дайки (как и инъекционные) разделяются на две группы—глубинные и поверхностные. Характерным для них является перемещение материала сверху вниз. Глубинные нештунические дайки образуются в результате заполнения трещин обломочным материалом под действием силы тяжести, веса вышележащих пород гидростатического давления [2]. Большинство сохранившихся даек относится к этому типу. Глубинные трещины, как правило, имеют сейсмо-тектоническое происхождение; они характеризуются сравнительно большими размерами, четкой формой и ровными стенками. Значительная часть поверхностных нештунических даек имеет экзогенное происхождение. Среди них различают дайки, образовавшиеся в результате заполнения трещин, открытых на морском дне и в наземных условиях. Экзогенные трещины, в отличие от сейсмо-тектонических, имеют более мелкие размеры, небольшую глубину и неправильные формы.

Из краткого обзора видно, что для образования любых кластических даек необходимо наличие зияющих трещин и кластического обломочного материала способного перемещаться и заполнять эти трещины. Характер заполнения последних и причины их возникновения могут быть разными. Оценивая с этой точки зрения келловейские дайки Вайка-авторы приходят к выводу, что они относятся к собственно нештуническим. Об этом свидетельствуют следующие фактические данные: 1) отсутствие локальной (на участках развития даек) деформации вмещающих отложений; 2) сходство обломочного вещества даек с песчанниками келловей и отсутствие связи их с нижележащими породами; 3) наличие карбонатного ореола вдоль контактов даек с вмещающими породами; 4) ветвистость даек и их выклинивание по падению.

Механизм образования даек представляется следующим образом. В конце раннего бата происходит кратковременная регрессия моря: новая трансгрессия наступает уже в раннем келловее. Очевидно, трещины в байос-нижнебатской толще образовались при погружении блока в раннекелловейское время—в результате активизации тектонических движений. Они могли возникнуть в прибрежной полосе суши, либо на

дне келловейского моря. С развитием трансгрессии все трещины были залиты водой, о чем свидетельствует однородный состав даек. В келловейское море сносился (преимущественно с палеозойской суши) известково-песчаный материал, который, естественно, накапливался и в трещинах. Однако важную роль в формировании вещества даек играли и породы, по которым проходили трещины—глины и сильно известковистые алевриты. Любопытно, что глинистый материал из вмещающих пород поступал в трещины в значительно меньших количествах, чем карбонатный; вдоль стенок трещин, которые секли карбонатные породы, откладывался существенно известковистый ил (рис. 3). Итак, материал, поступавший в трещины за счет песчаных осадков келловей, отчасти и вмещающих пород, постепенно заполнил трещины и впоследствии подвергся литификации. Таким образом, описываемые секущие кластические тела относятся к той разновидности нептунических даек, которые впервые были выделены и описаны А. П. Павловым [2]. Менее вероятным (но возможным) кажется их глубинное происхождение. Трещины могли возникнуть и при наличии келловейских осадков, которые могли проникнуть в них в виде суспензидов. Однако в этом случае труднее объяснить некоторые особенности строения и состава рассматриваемых даек. В том и другом вариантах дайки образовались в раннем келловее.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 24. III. 1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Бронгулеев В. В.* Амагматические инъекционные явления на платформе. Бюлл. МОНП, отд. геол., т. XXII, 6, 1947.
2. *Гарецкий Р. Г.* Кластические дайки. Известия АН СССР, сер. геол., № 3, 81, 1956.
3. *Дмитриев Г. А.* Кластические жилы и дайки в угольных пластах и вмещающих породах Итинского месторождения. ДАН СССР, т. 115, № 5, 1957.
4. *Ростовцев К. О., Азарян Н. Р.* Юрские отложения Нахичевани и юго-западной Армении. Известия АН СССР, серия геол., № 7, 1971.

РЕЦЕНЗИИ

О РАБОТЕ «МЕТАЛЛОГЕНИЯ СССР», ВЫПОЛНЕННОЙ
КОЛЛЕКТИВОМ ВСЕГЕИ

Коллективная работа, выполненная ВСЕГЕИ, под общим наименованием «Металлогения СССР» состоит из: 1) Металлогенической карты СССР, масштаб 1:2500000 (изд. 1971 г.), 2) Объяснительной записки к ней (изд. 1973 г.) и 3) сборника «Проблемы региональной металлогении СССР» (изд. 1973 г.).

Будучи не только свидетелем создания, но и официальным рецензентом этой карты и материалов, связанных с ней, я знаю, что в этих работах активно участвовали (в алфавитном порядке): Библибина Т. В., Боровиков П. П., Грушевой В. Г., Дворцова К. И., Домарев В. С., Ильин К. Б., Ициксон М. И., Карпова Е. Д., Кормилицын В. С., Лабазин Г. С., Лобанов М. Ф., Матвеевко В. Т., Морозенко Н. К., Осыко Т. И., Падалка Г. Л., Пустовалов И. Ф., Рундквист Д. В., Семенов А. И., Сергиевский В. М., Старицкий Ю. Г., Татаринцов П. М., Твалчрелидзе Г. А., Шаталов Е. Т., Щеглов А. Д.

Составителей карты было намного больше, но в нашем списке отмечены лица, внесшие наибольший вклад в это дело.

Теоретической основой карты является широко известный тезис основоположников металлогении как науки С. С. Смирнова и Ю. А. Библибина о тесной взаимосвязи процессов осадконакопления, тектоники, магматизма и минерализации, в связи с чем авторами на карте отображена зависимость минерализации от осадочных и осадочно-вулканогенных формаций, главнейших складчатых и разрывных тектонических структур, магматических и метаморфических образований.

Карта составлена на принципе направленного историко-геологического развития подвижных складчатых областей различного геологического возраста и древних платформ, с учетом особенностей зон тектонической и магматической активизации.

Для составления карты был произведен региональный металлогенический анализ основных тектонических структур территории СССР, причем авторам удалось отобразить на представленной карте:

1. Общие закономерности размещения месторождений полезных ископаемых в главнейших тектонических структурах.
2. Основные металлогенические эпохи, т. е. формирование месторождений во времени.
3. Металлогеническое районирование с выделением главных структурно-металлогенических зон с известной и, что особенно важно, ожидаемой минерализацией.
4. Оценку перспективности отдельных регионов с научным прогнозом развития минерально-сырьевой базы территории СССР.

Наряду с решением этих важных научных и прикладных задач своей картой авторы создали хорошую основу для более детальных металлогенических исследований и для составления среднес- и крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт рудных провинций, районов.

Надо отметить, что методика составления представленной карты получила признание и широкое применение не только в многочисленных научных и производственных коллективах нашей страны, но и послужила основой для составления подобных карт в ряде зарубежных стран, ярко демонстрируя приоритет Советской металлогенической школы.

Особенно ценно выделение авторами и удачное графическое изображение отдельных этапов развития главных структурных элементов земной коры территории СССР (щитов и их платформенных чехлов, складчатых подвижных зон, активизированных областей) со своей спецификой минерализации и обособлением ее в пространстве, что соответственно направляет на поиски определенного комплекса рудных формаций и типов месторождений.

На основе анализа и синтеза представленной металлогенической карты, на территории СССР может быть выделен ряд металлогенических провинций и эпох со своей характерной минерализацией, причем для различных полезных ископаемых и их групп (серий) могут быть намечены основные регионы и эпохи их формирования.

На металлогенической карте СССР, впервые для всей территории страны сделана удачная попытка отобразить рудные формации и минеральные типы месторождений, их тектоническое положение и взаимосвязь между ними и магматическими и осадочными образованиями.

В результате, карта достаточно полно показывает общие и региональные закономерности распределения крайне разнообразных минеральных месторождений в ходе развития основных тектонических структур территории СССР и на этой основе авторами намечены широкие перспективы открытия новых месторождений различных полезных ископаемых в пределах определенных выделенных ими структур.

Как интересная задача на будущее выдвигается составление пометальных карт с количественным прогнозом и учетом экономики конкретных районов; можно отметить, что к работам такого типа уже приступили, хотя многие вопросы методики таких работ, применения программирования и ЭВМ для количественных прогнозов, привлечения экономистов и др. специалистов в помощь геологам пока находятся в стадии разработки.

Мы не приводим здесь наших, в основном редакционных, замечаний по карте—они были сделаны ранее в стадии подготовки карты к печати и были в большинстве учтены авторами.

Подводя итог оценке выполненной коллективом ВСЕГЕН работы «Металлогения СССР», считаю, что Металлогеническая карта СССР и связанные с ней опубликованные материалы представляют огромный научный и прикладной интерес, являются глубокой разработкой металлогении как науки, *объясняющей условия образования и закономерности*

сти размещения месторождений полезных ископаемых в Земной коре и научно направляющей их поиски, закрепляют приоритет Советской металлогенической школы.

И. Г. МАГАКЬЯН,
академик АН Арм. ССР

РЕЦЕНЗИИ

ВАЖНОЕ НАПРАВЛЕНИЕ В ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ

(О книге Д. П. Григорьева и А. Г. Жабина «Онтогенез минералов»)

Выход в свет книги Д. П. Григорьева и А. Г. Жабина «Онтогенез минералов»¹ является знаменательным событием.

В книге подводится итог многолетним целенаправленным исследованиям весьма оригинального направления, которое последовательно развивалось в последние тридцать лет проф. Д. П. Григорьевым. Рецензируемая книга является вторым изданием², в значительной мере пополненным, переработанным, прекрасно иллюстрированным, выполненным на высоком издательском уровне.

Содружество двух исследователей — проф. Д. П. Григорьева — основателя направления и А. Г. Жабина — его последователя увенчалось крупным успехом. Создана книга, оригинальная по замыслу, интересная по построению, вносящая определенный вклад в геологическую науку.

Книга состоит из трех основных разделов: I — «Зарождение минеральных индивидов», II — «Рост минеральных индивидов», III — «Изменение и уничтожение индивидов». Каждый из разделов включает в себе множество глав и подглав.

В первом разделе — «Зарождение минеральных индивидов» рассматривается процесс зарождения на поверхности жидкости, готовых зародышах, зернах пороодообразующих минералов, кристаллах ранней генерации, осколках, кристаллах другого минерального вида.

Большое место уделено влиянию статических и динамических факторов на проявление зародышей в пространстве и во времени. Детально разобраны различные варианты зарождения минералов с учетом физических особенностей кристаллизации. На тщательно подобранных иллюстрациях авторы убедительно показывают, что проблема зарождения минералов весьма многогранна.

Особое место занимает второй раздел «Рост минеральных индивидов», составляющий по объему около половины книги. Первая глава раздела «Анатомия индивида как источник генетической информации» состоит из четырех частей. Интересны, по нашему мнению, результаты исключительно филигранных исследований по изучению зонального, зонально-секториального и мозаичного роста индивидов, с применением современной аппаратуры. Тщательно подобранные фотографии и выводы по ним свидетельствуют о весьма тонкой наблюдательности авторов и большой глубине исследований.

¹ Д. П. Григорьев, А. Г. Жабин «Онтогенез минералов. Индивиды» Изд. «Наука», М., 1975, 337 стр.

² Д. П. Григорьев «Онтогенез минералов». Изд. Львовского университета, 1961.

В подглаве «Генетическая информация, записываемая на индивиде при его росте» большое место уделено скорости кристаллизации индивидов, параметру, чрезвычайно важному при оценке общего времени минералогенезиса. Следует отметить, что этот вопрос в современной науке специально не подвергался столь детальному рассмотрению. На большом количестве примеров авторы приводят данные по линейной скорости, объемной скорости и продолжительности кристаллизации ряда минералов и парагенезисов. Разобраны некоторые факторы, обуславливающие неравномерный рост индивидов.

В отдельных подглавах рассмотрен рост двойников, рост метакристаллов, рост синхронный с деформацией.

Третий раздел «Изменение и уничтожение индивидов» посвящен преобразованиям, физическим, химическим и физико-химическим изменениям индивидов.

Подробно изложены механические деформации: пластические, хрупкие, комбинированные. Показаны типы физико-химического изменения индивидов.

Предложенные в этой главе приемы и методы распознавания истинных взаимоотношений между минеральными индивидами весьма просты и вполне доступны.

Важно подчеркнуть, что преподнесенный читателю материал содержит большую информацию и придает генетической минералогии самую высокую степень достоверности.

Онтогенетические методы исследований, детально описанные в рецензируемой книге, требуют более широкой популяризации и массового внедрения в практику минералого-петрографических исследований.

Дальнейшая разработка сложных проблем и теории минералообразования и, в частности, рудообразования должна идти в комплексе онтогенетических методов с общегеологическими данными, что в значительной мере будет способствовать расшифровке дьявола трактуемых соотношений, а, следовательно, и развитию науки.

Недавно вышедшие в свет два сборника «Генезис минеральных индивидов и агрегатов» [1] и «Онтогенетические методы изучения минералов» [2] свидетельствуют о большом интересе к описанным в книге методам и о широких возможностях применения их для решения ряда генетических вопросов.

Тем самым хочется подчеркнуть, что исследователи, изучающие рудные месторождения, получают мощное оружие, позволяющее познать условия формирования минеральных индивидов и агрегатов¹.

Через весьма тонкие скрупулезные онтогенетические методы исследования можно прийти к доказательству и решению значительно более крупных теоретических и практических задач. Вполне можно согласить-

¹ Надо полагать, что вторая книга «Минеральные агрегаты» представит немалый интерес.

ся с Л. Н. Овчинниковым, предпославшим предисловие к книге, где он отмечает, что «Онтогенез минералов» должна быть настольной книгой для геологов различных специальностей и, в частности, геологов-рудников. Методы требуют конкретных приложений.

Нам представляется, что научная значимость рецензируемой книги весьма высока. Книга Д. П. Григорьева и А. Г. Жабина, несомненно, будет способствовать совершенствованию наших знаний, получению большой информативности из «немного» камня.

А. Г. КАЗАРЯН, Э. Х. ГУЛЯН,
кандидаты геол.-мин. наук

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Генезис минеральных индивидов и агрегатов.* Под ред. Д. П. Григорьева. «Наука», М., 1966.
2. Онтогенетические методы изучения минералов. «Наука», М., 1970.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

К. И. КАРАПЕТЯН

К ВОПРОСУ О ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ АРМЕНИИ

Верхнеплиоцен-четвертичный вулканизм Армении характеризуется чрезвычайным разнообразием форм деятельности, связи с тектоникой, вещественным и фациальным составом продуктов. Эти и другие аспекты, связанные с вулканизмом, рассматриваются в работах ряда исследователей и, в первую очередь, К. Г. Шириняна. Естественно, что по ряду вопросов есть расхождения во взглядах, разные понимания и трактовки тех или иных данных и явлений. В частности, оказались различными взгляды на формационную принадлежность вулканитов, выразившиеся в наших публикациях [3,4] и статье К. Г. Шириняна [13]. Статья К. Г. Шириняна построена, в значительной мере, на критике нашей схемы формационного расчленения; настоящая заметка, по существу является ответом на эту критику.

I

К. Г. Ширинян не совсем правильно трактует наше понимание терминов «Транскавказский ареал» и «Северная дуга», которые мы будто бы представляем как тектонические структуры [13, стр. 3]. Отсюда (с ссылкой на Ю. А. Кузнецова [8]) и вытекает недостаточная обоснованность нашего метода выделения формаций, якобы проведенного на «тектонической основе» и исходящего «...из представления о строгой фиксированной связи определенных формаций с самостоятельными структурами» [13, стр. 3].

Но следует отметить, что и Транскавказский ареал, и Северная дуга [3, стр. 3; 4, стр. 118] являются вулканическими зонами, вулканическими (а не тектоническими!) единицами. Они реальны и не гипотетичны, как бы их не называли; и если они (вулканические зоны) тяготеют к тектоническим структурам, то это естественно—иначе и быть не может. Впрочем, может быть К. Г. Ширинян не видит разницы в этих понятиях; иначе чем объяснить его высказывание о том, что вулканические зоны «...фактически, это крупные мегаблоки...» [13, стр. 5].

И главное: непонятно, что дает основание для утверждения о «тектонической основе» нашего формационного анализа? Ведь такового нет вообще. Может быть «основанием» служит конечный результат анализа, изложенный в тексте и таблицах [3, 4]? Но тогда с таким же успехом К. Г. Ширинян может сделать упрек своей схеме (см. табл. 1 [13]), где, выражаясь его словами, «фиксированность связи формаций с самостоя-

тельными структурами» выступает не менее отчетливо, чем у нас¹, а сам анализ предварен солидным тектоническим очерком. Ссылка же на Ю. А. Кузнецова [8] неуместна, ибо здесь сказано (что, впрочем, следует и из слов К. Г. Шириняна [13, стр. 3]) о неудовлетворительности «...классификаций магматических формаций...», «...построенных на тектонической основе». Но мы же формации не классифицировали, а только выделяли. Выделяли же мы формации (конкретные магматические комплексы) в строгом соответствии с рекомендациями того же Ю. А. Кузнецова [7, стр. 21], которые, в принципе не изменив, более полно и точно сформулировал А. Ф. Белоусов [8, стр. 5]; кстати подчеркнем, что в обоих случаях предусмотрен обязательный учет тектонического фактора.

II

К. Г. Ширинян хочет показать, что выделенные нами формации не проявляют определенной приуроченности к вулканическим зонам—Транскавказскому ареалу и Северной дуге. Для этого он приводит данные, которые рассмотрим ниже.

1. К. Г. Ширинян пишет, будто по нашим представлениям «...наличие андезито-базальтов... в Транскавказской зоне является результатом пересечения этой структуры со структурой «Северной дуги» [13, стр. 3], что мы искусственно отрываем «андезито-базальты от единого парагенетического комплекса» Транскавказского ареала и считаем их «...самостоятельной формацией другой тектонической зоны...» (т. е. Северной дуги—К. К.) [13, стр. 10].

У нас же сказано: «Среди слагаемых формации (андезит-дацитовая формация Транскавказского ареала—К. К.) преобладают андезиты, дациты и андезито-дациты: в сравнительно небольших количествах развиты также андезито-базальты» и далее, на той же странице «более сложная картина на Арагаце (ссылка—К. К.), частично объясняется сонахождением характеризуемой формации Транскавказского ареала и примерно одновозрастной андезито-базальтовой формации Северной дуги» [3, стр. 7]. Это же самое изложено в другой статье [4] (также разбираемой К. Г. Шириняном) на стр. 120 и в табл. 1.

2. К. Г. Ширинян пишет, что породы липаритовой формации (по его данным «липарито-дацитовая ассоциация») «одинаково» характерны «...как для Транскавказского поперечного поднятия, так и для Мисхано-Зангезурского антиклинория» [13, стр. 9] и что мы неправы, говоря о том, что липариты в Транскавказском ареале развиты только в районе его «...совмещения со структурой «Северной дуги» [13, стр. 9], к которой они приурочены. Наши представления он опровергает, а свой тезис обосновывает следующим образом.

¹ В связи со сказанным: с определением К. Г. Шириняном Транскавказского поднятия и Мисхано-Зангезурского мегантиклинория как «вулкано-тектонических зон», а массива г. Арагац, Гегамского нагорья и т. д. (см. табл. 1 [13]) как «вулкано-тектонических подзон» вряд ли можно согласиться.

а) «...липаритовая формация представляет всю новейшую вулканическую область нашей Республики...» [13, стр. 3].

б) В пределах «Транскавказского поднятия» липариты широко представлены в «турецкой части Армянского нагорья», на «Кечутском нагорье», в Ахалкалакской области, в районе Приэльбрусья [13, стр. 9].

в) На «Кечутском нагорье» и Лорийском плато на долеритовые базальты верхнего плиоцена налегают «мощные пачки липаритовых песков» [13, стр. 9].

На эти доводы ответим по пунктам.

а) Действительно, липариты известны на всей территории Армянской ССР, но ведь они приурочены к вулканам, входящим в Северную дугу. И только один из 12 вулканов Армянской ССР (Артени) расположен в районе пересечения указанной дуги и Транскавказского арела, т. е. в районе г. Арагац.

б) В турецкой части Армянского нагорья липариты известны в Южной дуге (которая вообще нами не рассматривалась), в районе гор Эрзерума и на Кареском плато. Но эти два последних пункта входят в Северную дугу [3,4].

Липариты Кечутских гор (р-н с. Еньёл), по данным Э. Х. Харазян [10], обнаружившего и изучившего их, залегают под верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами, и, предположительно, определяются как возрастной аналог кислых пород гюдердзской свиты (в. миоцен—н. плиоцен?). Геологию К. Г. Ширинян не учитывает, но зато приводит данные абсолютного возраста (1,6 млн. лет) — надежность такого рода определений стекловатых молодых кислых пород хорошо иллюстрирована у С. Г. Карапетяна [5,6].

Липариты Ахалкалакского нагорья, по Н. И. Схиртладзе [9], входят в состав гюдердзской свиты; именно с ними и проводит свои корреляции Э. Х. Харазян [10].

У нас идет речь только о формациях Армении, правда в широком, историческом, понимании этого термина [3,4]; но причем же тут Приэльбрусье?

в) Относительно липаритовых песков. Пески совсем не «мощны», а известные данные (А. Е. Кочарян, Э. Х. Харазян) по развитию, условиям залегания и составу не дают основания однозначно говорить об их первичном или вторичном (переотложенном) залегании на долеритовых базальтах. Сказанное, а также то обстоятельство, что центры извержений песков не обнаружены, не дает оснований для достоверного определения возраста образования песков и места их в схеме развития вулканизма этой части Транскавказского арела.

В заключение напомним, что и у нас, и у оппонента речь идет о формации, возраст которой не древнее конца верхнего плиоцена, и которая, во всяком случае, моложе долеритовых базальтов. Думается, что после всего сказанного доказательность доводов К. Г. Шириняна не нуждается в комментариях.

3. Рассматривая долерито-базальтовую ассоциацию (по нашим

представлениям «базальтовую формацию»), К. Г. Ширинян пишет: «Обширные лавовые плато рассматриваемого типа базальтов известны на...» (следует перечисление таковых) «...Гегамском нагорье (окрестности гг. Камо, Севан, села Лчашен и, по последним данным Э. Х. Харазяна, бассейн р. Аргичи)» [13, стр. 6], и далее, ссылаясь на данные А. Т. Асланияна, В. Т. Вегуни, Ю. В. Саядяна и Г. А. Чубаряна [1, стр. 96—98], он заключает «...о массовых излияниях долеритовых базальтов и на Гегамском нагорье...» [13, стр. 7].

В этих пунктах нет «обширных лавовых плато» базальтов и тем более «массовых излияний», что видно из следующего.

а) В окрестностях гор. Камо долеритовые базальты слагают два клочка общей площадью в 19 км² и мощностью от 0,7 до 3—4 м [2].

б) Базальты у р. Аргичи обнажены на еще меньшей площади [11], хотя их большая часть, конечно, залита более молодыми четвертичными лавами.

в) В районе гор. Севана и с. Лчашен долеритовые базальты [1, стр. 97] вскрыты скважинами. Относительно этих пунктов нужно добавить следующее. Бурение в этом районе производил В. Т. Вегунц, который в свое время любезно предоставил возможность нам ознакомиться с керном; в большинстве скважин базальты были встречены—но это не долеритовые базальты.

Остаются таким образом, обнажения у гор. Камо и на р. Аргичи; но даже если увеличить их площадь в десятки раз (за счет перекрытия более молодыми лавами или частичного размыва), то разве они идут в сравнение с такими же породами площадью свыше 4000 км², которые тяготеют к Транскавказскому ареалу? Разве наше положение о тяготении базальтовой формации (формации, а не только долеритовых базальтов) к Транскавказскому ареалу противоречит смыслу и цели формационного анализа? Вероятно, это понятно и К. Г. Шириняну, иначе он бы не писал об «обширных лавовых плато» долеритовых базальтов на Гегамском нагорье, образованных «массовыми излияниями».

И еще: а) почему цитируя наше положение о базальтах р-на гор. Камо, К. Г. Ширинян [13, стр. 7] забывает о первой части того-же предложения с важной оговоркой «...долеритовые базальты принадлежат трещинным вулканам, связанным с Транскавказской и, может быть, частично с другими менее значительными поперечными структурами...» [2, стр. 15]? и б) на основании каких данных, которых нет в тексте, «долерито-базальтовая ассоциация» оказалась приуроченной еще и к Айоц-дзор-Варденису и к Сюнику (см. табл. 1 [13])?.

III

В отношении структурной приуроченности двух других формаций (андезит-дацитовый и андезит-базальтовый [3,4]) у К. Г. Шириняна замечаний нет; он просто заменяет их целым рядом «парагенетических вулканических ассоциаций». Но какие основания для такой замены? Критикуя нашу схему, якобы построенную на тектонической основе,

К. Г. Ширинян предлагает классифицировать (на самом деле выделять) объекты «...по признакам, характеризующим сами эти объекты» [13, стр. 3]. Каковы эти признаки и что такое «объект»?

1. Вначале об объекте. Вероятнее всего это «парагенетическая ассоциация» [13, табл. 1]; но в каких соотношениях находится эта единица с «комплексом», «формацией» и «субформацией» — с понятиями, которыми пользуется К. Г. Ширинян?

На стр. 10 у К. Г. Шириняна [13] написано: «Андезит-базальт—андезит—андезито-дацит—дацитовый парагенетический комплекс...» «...представлен двумя субформациями: двупироксеновой (авгит-гиперстеновой) и пироксен-роговообманковой...». Эти субформации в табл. 1 [13] названы «ассоциациями». Следовательно, термины «ассоциация» и «субформация» тождественны и они слагают «комплекс». Но указанный уже комплекс назван «ассоциацией» [13, стр. 10]. А если добавить, что «долерито-базальтовая ассоциация» (см. табл. 1 [13]) в тексте на стр. 7 [13] названа «формацией», то как-будто «ассоциация» и является «формацией».

Таким образом, у К. Г. Шириняна получается, что: а) ассоциация есть формация, б) ассоциация есть субформация, в) ассоциация есть комплекс, г) комплекс состоит из ассоциаций (субформаций).

Мне кажется, что в эти понятия следует внести ясность.

2. Использование каких же признаков привело к распаду указанных выше двух формаций на «ассоциации»? Признаки самые разнообразные: возраст и приуроченность к структурам, петрография, петрохимия, минеральный состав («тип»). Но использование этих признаков фактически привело к тому, что формации «подразделились» на субформации, с чем в принципе нельзя спорить. Это видно из табл. 1 [13] и иногда проскальзывает у самого К. Г. Шириняна [13, стр. 10], когда он, к примеру, пишет: «Андезит-базальт—андезит—андезито-дацит—дацитовый парагенетический комплекс...» (по нашим представлениям, «андезит-дацитовая формация») «...представлен двумя субформациями...» и т. д.

В использовании отмеченных признаков в формационном подразделении не учтены и некоторые фактические данные. Так, спрашивается, почему при использовании «минерального» признака учтены пироксены и роговая обманка, но не учтен оливин, и отсюда—почему ассоциация Гегамского нагорья названа «монопироксеновой»? Какие есть основания считать ассоциации Гегама и Айоцзор-Вардениса разновозрастными? Почему говорится, что в Айоцзор-Варденисе нет базальтов?

Но возникает еще вопрос: почему не подразделены липаритовая и базальтовая формации? Ведь для подразделения есть основания, учитывая, по К. Г. Шириняну, структурную приуроченность и петрохимию вообще, а для липаритов—минеральный состав, для базальтов—возраст («нижние» и «верхние») и петрографию (долеритовые базальты, базальты, андезит-базальты).

И здесь К. Г. Ширинян непоследователен, и это приводит к тому, что к одному классу объектов отнесены такие различные по объему ас-

социации, как долерито-базальтовая и липарито-дацитовая, с одной стороны, и ассоциации Кечутских гор, Арагаца, Гегам, Айоцзор-Вардениса, Сюника, Кафана—с другой. Объекты—несоизмеримые в полном смысле этого понятия. К. Г. Ширинян для своего анализа не установил единого принципа в определении объема и границ выделяемых ассоциаций.

3. Необходимо остановиться и на определении названий формационных объектов К. Г. Шириняном вообще, так как и «решением» этого, крайне важного, методологического вопроса сводится на нет предложенная нами схема. Названия ассоциациям даются то по крайним составляющим набор породам («липарит—дацитовая», базальт—андезитовая», «андезито-базальт—андезитовая»), то по преобладающим породам (ассоциации, характерные только для Кечута, Арагаца, Сюника) и даже с использованием структурного признака («долерито-базальтовая»).

В этом вопросе у К. Г. Шириняна нет установленного единого принципа. А между прочим в сложном вопросе методологии формационного анализа принцип определения названия в общем-то общепринятый—по преобладанию пород анализируемого объекта. На этом настаивает и Ю. А. Кузнецов [7], которого так часто цитирует К. Г. Ширинян, и другие исследователи и, кстати, этому следовали мы [3, 4]; и понятно, потому что в таком определении названия отражаются также смысл и цели формационного анализа, причем не только анализа магматических пород. Ведь если бы К. Г. Ширинян придерживался этого же принципа, то, по крайней мере, кроме новых ассоциаций (базанитовая и р-на г. Ишхансар), сохранились бы все наши формационные названия: «липаритовая», «базальтовая», «андезит-дацитовая» и «андезито-базальтовая» (Гегам, Айоцзор-Варденис и, может быть, северо-западная часть Сюника)¹.

IV

1. Критикуя наши принципы, К. Г. Ширинян «полностью разделяет» мнение Ю. А. Кузнецова [8] «...о том, что всякие гипотетические представления не должны служить для определения таких кардинальных в геологии понятий, как магматический комплекс или формация...» [13, стр. 4], но в то же время сам большое значение придает генетическому типу пород. Об этом свидетельствует текстовая группировка ассоциаций (разделы: «Вулканические комплексы первичных мантийных магм», «Вулканические комплексы первичных коровых магм», «Вулканические комплексы мантийно-коровых магм») и принцип построения табл. 1 [13]. Но почему К. Г. Ширинян не замечает, что говоря о гипотетичности, Ю. А. Кузнецов более всего предостерегает от опасности соображе-

¹ В табл. 1 [13] у К. Г. Шириняна показана «трахибазальт—трахиаандезитовая ассоциация» (Сюник), в тексте же говорится об андезит-базальтах, базальтах и т. п. с резко выраженным щелочным характером [13, стр. 11]. Что это за породы, сказать трудно: не приведены данные ни по минералогии, ни по химизму.

ний «генетического порядка», которые «...не должны учитываться при выделении комплексов или формационных типов, поскольку в них всегда имеются элементы гипотезы и, следовательно, чисто субъективного решения вопроса» [7, стр. 21]. Очень наглядна, в этом отношении, у К. Г. Шириняна табл. 1 [13], в которую сведены данные об ассоциациях: если какая-либо из ассоциаций вдруг окажется принадлежащей магме иного происхождения, то таблица утратит свое значение. А ведь таблица, отражающая схему формационного анализа, должна выражать объективные данные и отсюда — только уточняться и изменяться. Не случайна же известная формула, в которой заложена сама цель формационного анализа: «от формационного анализа — к генетическим концепциям, гипотезам, построениям».

2. Каждая новая схема, тем более опровергающая старую, должна быть обоснована и конкретной, четкой характеристикой формационных объектов. У К. Г. Шириняна нет, например, средних химических составов хотя бы важнейших разновидностей пород, нет полных сведений по минеральному составу и геологии ассоциаций, крайне мало количественных данных вообще и, наконец, нет документальных материалов даже по ранее неизвестным базанитовым вулканитам. Такие данные были бы лучшим опровержением нашей схемы: а рассуждения о «логике», «унифицированности», не дающей «общего представления», парагенетических взаимоотношениях, мантийности и т. п. — по существу ничего нового не дают. В конце концов ведь прошло уже более 5 лет и новый формационный анализ должен быть проведен на более качественном, высоком уровне. Тем более, что за это время накопился новый опубликованный материал.

3. К стати, о пользовании литературой. К. Г. Ширинян не учитывает все опубликованные данные; он по-разному относится к авторам и в немилости у него оказывается К. И. Карапетян. Там, где К. Г. Ширинян в принципе согласен с нами (выделение «базальтовой» и «липаритовой» формаций как таковых, типы вулканизма и т. д.) он молчит, там же, где есть возможность — необоснованно критикует. Важнее другое: К. Г. Ширинян обязан отмечать исследователей, чьи данные он использует. Конечно, он упоминает некоторых, но не К. И. Карапетяна и кое-кого еще. Спрашивается, например, откуда у него данные по Гегамскому нагорью и Айоцзор-Варденису? Между тем К. Г. Ширинян, говоря о базальтах и липаритах, ссылается на одну из своих статей [12], в которой об этих породах вообще ничего не сказано.

* * *

Из всего сказанного видно, что критические замечания К. Г. Шириняна недостаточно обоснованы. К. Г. Ширинян пытается любой ценой опровергнуть данные К. И. Карапетяна, показать, что он во всем неправ и предложить новую схему формационного расчленения. Но даже, если представить, что мы во всем неправы, то новая схема, предложенная К. Г. Шириняном, не усматривает различия между выделением и

классификацией формаций, между тектоническими и вулканическими единицами. К. Г. Ширинян непоследователен и в выборе границ и объемов формационных объектов, в определении их названий, в своей терминологии. А будь он последователен только в этих вопросах, то получилось бы, что в принципе наша схема все-таки отвечает «реально существующим парагенетическим комплексам пород» и не противоречит новой; последняя же является всего лишь более дробной, «субформационной» по существу (да и то только в части своей) и несколько уточненной и дополненной.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14. VII. 1975.

ЛИТЕРАТУРА

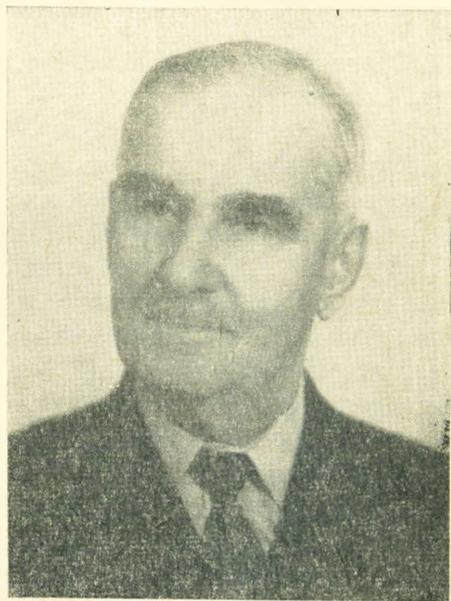
1. Асланян А. Т., Саядян Ю. В., Карапетян К. И. Ереван-Севап. «Путеводитель IV Всесоюзн. совещ. по изуч. четв. периода», Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1973.
2. Багдасарян Г. П., Карапетян К. И., Гукасян Р. Х. О стратиграфическом положении и возрасте маньчарских лав. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1973.
3. Карапетян К. И. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1969.
4. Карапетян К. И. Новейшие магматические формации Армении. В кн. «Вулканизм и формирование минер. м-ний в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ)». «Наука», Новосибирск, 1973.
5. Карапетян С. Г. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1968.
6. Карапетян С. Г. Особенности состава и строения новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1972.
7. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций, «Недра», М., 1964.
8. Кузнецов Ю. А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях. «Геология и геофизика», № 8, 1973.
9. Сиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН Груз. ССР, Тбилиси, 1973.
10. Харазян Э. Х. Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Ахурия (Арм. ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1968.
11. Харазян Э. Х. Об обнаружении долеритовых базальтов на западном побережье оз. Севап. ДАН Арм. ССР, т. LVIII, 3, 1974.
12. Ширинян К. Г. О возможных глубинных условиях ареального вулканизма Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5—6, 1967.
13. Ширинян К. Г. К вопросу о новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических формациях Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1975.

ПОТЕРИ НАУКИ

ПАМЯТИ ВЛАДИМИРА ГАВРИЛОВИЧА ГРУШЕВОГО

23 февраля 1976 г. на 85 году жизни в Ленинграде скончался один из старейших и виднейших советских геологов—старший научный сотрудник ВСЕГЕИ, лауреат Государственной премии, доктор геолого-минералогических наук, профессор Владимир Гаврилович Грушевой.

В. Г. Грушевой родился 29 сентября (12/X) 1891 г. в Петербурге в семье военнослужащего и в 1911 г., после окончания гимназии, поступил в Петербургский Горный институт, который закончил в 1922 г. В период учебы в Горном институте В. Г. Грушевой в течение 5 лет принимал уча-



стие в полевых партиях Геологического Комитета, возглавлявшихся Н. Н. Тихановичем, Д. В. Никитиным, А. Н. Заварицким и М. Е. Янишевским. Работа в партиях виднейших исследователей Геолкома позволила получить большой опыт и навыки полевых геологических исследований, которые и пригодились ему в 1920—1921 годах при самостоятельных исследованиях каменноугольных месторождений Южного Урала.

В результате этих исследований студентом Грушевым в 1922 г. была опубликована первая научная работа «Геолого-разведочные работы на Брединском каменноугольном месторождении на Южном Урале» и составлена рукопись (осталась, к сожалению, не опубликованной) «О не-

которых диабазах Ю. Урала», свидетельствующие о разносторонних интересах будущего исследователя.

В 1923 г. В. Г. Грушевой был принят в Геологический Комитет, где работал в отделе металлов под руководством В. К. Котульского.

В 1924 г. Геологический Комитет поручает В. Г. Грушевому самостоятельные геологические исследования на территории Армении, где он проводит геологическую съемку и изучение рудных месторождений Армении. Непрерывные, целеустремленные исследования В. Г. Грушевого продолжались в Закавказье до 1938 г. За это время Владимир Гаврилович изучает большой район Армянской ССР и сопредельных территорий, где расположены ныне всем известные полиметаллические и медные месторождения—Алаверди, Зангезур, Агарак, Кафан и др. Изучение всех месторождений и рудопроявлений в Алавердском, Степанаванском, Мегринском и др. районах сопровождалось геологической съемкой разного масштаба и разработкой стратиграфии осадочных отложений, вмещающих магматические породы и рудные тела.

Его исследованиями на изученной территории были выявлены новые районы и отдельные площади, перспективные для постановки поисковых и разведочных работ, и открыто Агаракское месторождение медных руд, с успехом разрабатывающихся до сих пор.

Первое сообщение В. Г. Грушевого о результатах своих геологических исследований на территории Армении относится к 1925 г., когда в Вестнике Геологического Комитета была опубликована его статья «Медные месторождения в верховьях рр. Охи-чай и Мегри-чай (Армения)».

В. Г. Грушевой впервые обосновал, совместно с К. Н. Паффенгольцем, взаимосвязь тектоники, изверженных пород и рудных месторождений южной части Закавказья. Работа эта была доложена на XVII сессии Международного геологического конгресса в 1937 г. в Москве и опубликована в трудах последнего в 1941 г.

Далее следует отметить чисто петрографические работы В. Г. Грушевого. Им описан ряд интрузивов Малого Кавказа, вошедших в сб. «Интрузивы Закавказья» под ред. А. П. Герасимова (Тбилиси, 1941 г.). Особого упоминания заслуживает детальное описание впервые исследованного им Шнох-Чсчканского (Кохбского) массива, сложенного биотитово-роговообманковым кварцевым диоритом. Эту работу рецензент ее—А. П. Герасимов охарактеризовал как «превосходное петрографическое описание».

Являясь одним из лучших знатоков медных и полиметаллических месторождений Союза, В. Г. Грушевой с 1939 г. принимает участие в консультационных поездках, участвуя в экспертизах разных месторождений цветных и редких металлов Урала, Дальнего Востока, Закавказья, выполняя решения Партии и Правительства о создании минерально-сырьевой базы и увеличении запасов этого вида сырья.

В Великую Отечественную войну, с сентября 1941 г. и до середины 1945 г. В. Г. Грушевой, являясь заместителем начальника Отдела мине-

рального сырья Комитета по делам Геологии при Совете Министров СССР, сначала в Москве, а потом и в г. Кыштыме на Урале, руководит всеми работами, обеспечивающими страну и действующую Советскую Армию стратегическими металлами, потребность в которых резко возросла. В 1945 г. приказом Комитета В. Г. Грушевой направляется снова во ВСЕГЕИ, где сначала заведует сектором цветных металлов, а с 1952 по 1963 гг. — Отделом металлогении и рудных месторождений ВСЕГЕИ.

В 1951 г. за достигнутые успехи в изучении месторождений полезных ископаемых «за открытия и геологические исследования месторождений полезных ископаемых» группе геологов, включая и В. Г. Грушевого, была присуждена Государственная премия 2-й степени.

В 1951 г. В. Г. Грушевой защищает докторскую диссертацию на тему — «Геология молибденовых месторождений Кавказа», а в 1953 г. ВАК утверждает его в ученом звании профессора.

В 1947 г., когда только что начинались металлогенические исследования во ВСЕГЕИ, В. Г. Грушевой приступает впервые к работам по металлогеническому анализу складчатых сооружений юга СССР и Кавказа, в частности. Он принимает самое активное участие в разработке методики и составлении обзорных металлогенических карт СССР масштаба 1:5.000.000, а потом и масштаба 1:2.500.000, являясь в указанных картах составителем территории Кавказа и одним из главных редакторов карт.

Нельзя не упомянуть о большой работе В. Г. Грушевого, связанной с составлением карты и редактированием объяснительной записки к металлогенической карте западных районов СССР, которая вошла как составная часть в Металлогеническую карту Европы, издаваемую в Париже. Для этой карты им были составлены объяснительные записки и макеты Металлогенической карты Кавказа и Вост. Карпат в масштабе 1:2.500.000.

За время своей научной деятельности В. Г. Грушевым написано более 80 работ, из них 60 было опубликовано. Огромное количество докладных записок, рецензий, отзывов, заключений и экспертиз было составлено им за время своей геологической деятельности. Много печатных трудов различных авторов было отредактировано В. Г. Грушевым.

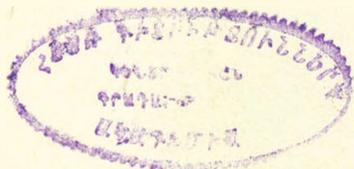
За плодотворную и безупречную научную деятельность В. Г. Грушевой был награжден Высокой наградой Родины — Орденом Ленина и медалями.

Геологи Армении хорошо знают и высоко ценят значительный вклад В. Г. Грушевого в изучение геологического строения магматизма и рудных месторождений территории республики. Многие прогнозы В. Г. Грушевого в отношении перспектив отдельных месторождений рудных ископаемых подтвердились.

Скромный, доброжелательный и отзывчивый, Владимир Гаврилович пользовался большим авторитетом и уважением среди геологов Союза, был безотказным советчиком и учителем геологической молодежи, кото-

рая в любое время получала бесценные советы, указания и помощь. Таким мы знали Владимира Гавриловича и таким он навсегда сохранится в памяти всех знавших его.

А. Т. АСЛАНЯН, А. А. ГАБРИЕЛЯН,
А. Л. ДОДИН, А. Е. КОЧАРЯН, И. Г. МА-
ГАКЬЯН, С. А. МОВСЕСЯН, К. Н. ПАФ-
ФЕНГОЛЬЦ, И. В. ПУСТОВАЛОВ.



Технический редактор Л. А. АЗИЗБЕКЯН

ВФ 03875. Подписано к печати 30/VI 1976 г. Тираж 715. Изд. 4450. Заказ 416.
Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Печ. л. 6,25. Бум. л. 3,13.
Усл. печ. л. 8,75. Уч. изд. листов 6,93.

Типография Издательства АН Армянской ССР, Ереван, Барекамутян, 24.