

ՀԱՄԱԶ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԼԵԳԻԱ

Պատասխանատու խմբագիր՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Դուլսիանովա
Պատ. խմբ. տեղակալ՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Բ. Մ. Մելիքսեբյան

Անդամներ՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, աշխարհագրական գիտ. դոկտոր Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Բ. Կ. Կարապետյան, երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Վ. Պ. Հասրաթյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Հ. Գ. Մաղաբյան, երկ.-մին. գիտ. թեկնածու Գ. Մ. Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Ա. Ի. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար Վ. Ա. Աղամալյան

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Ответственный редактор канд. геол.-мин. наук Н. И. Долуханова

Зам. ответственного редактора канд. геол.-мин. наук Б. М. Меликсетян

Члены: канд. геол.-мин. наук В. П. Асратян, докт. геогр. наук А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. М. Ванцян, чл.-корр. АН АрмССР А. А. Габриелян, докт. тех. наук Б. К. Карапетян, канд. геол.-мин. наук А. Е. Кочарян, академик АН АрмССР Ш. Г. Магакьян, докт. тех. наук Г. И. Тер-Степанян.

Ответственный секретарь В. А. Агамалян

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է.
Երևան 19, Բարեկամության 24

Адрес редакции:
Ереван 19, Барекамутян, 24.

СОДЕРЖАНИЕ

Т. Ш. Татевосян. О вкладе В. Н. Лодочникова в петрологию (к 80-летию со дня рождения)	5
Р. Т. Джрбашян, Б. М. Меликсетян, Р. Л. Мелконян. О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Армянская ССР).	15
Г. А. Казарян, А. Г. Куюмджян, З. О. Чибухчян. О возрастном расчленении магматических пород Варденисского нагорья	32
Л. С. Меликян. Возраст и условия формирования верхнетретичной вулканогенно-осадочной толщи Зодского рудного поля	44
Ов. П. Гуюмджян. Одновариантные ($n=-1$) трехкомпонентные мультисистемы для метасоматических пород нормально-щелочного и щелочного рядов Баргушатского хребта (Армянская ССР)	54
Г. А. Саркисян, Э. М. Налбандян. К вопросу о соотношении процессов пропилитизации и региональных зеленокаменных изменений в юрской вулканогенной формации Кафанского рудного поля	69
А. И. Карапетян. Типы контактового метаморфизма колчеданных руд вдоль пострудных даек Кафанского месторождения	77
Г. С. Арутюнян. О листовниках северо-западной части Севанского хребта	85

Научные заметки

Р. Н. Таян. К вопросу об ориентировке кварца в тектонитах	96
---	----

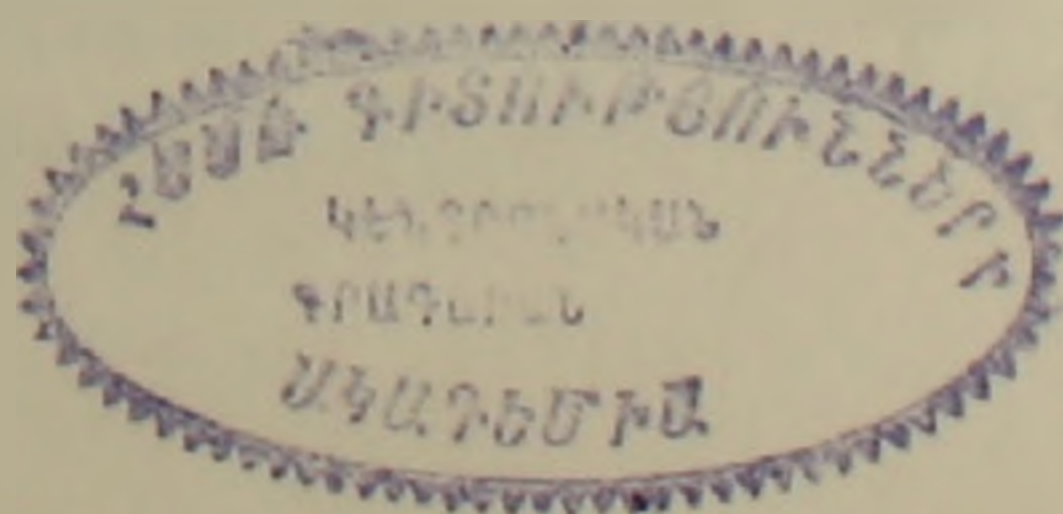
Критика и дискуссия

Г. П. Багдасарян, Р. Л. Мелконян. О номенклатуре магматических горных пород Кафанского и Алавердского рудных районов	101
--	-----

Научная хроника

К. И. Карапетян, Б. М. Меликсетян, З. О. Чибухчян. О деятельности петрографического кружка имени В. Н. Лодочникова	105
Р. Т. Джрбашян, Б. М. Меликсетян, Р. Л. Мелконян. Юбилейная научная сессия, посвященная 80 летию со дня рождения В. Н. Лодочникова	106

ИД-8639



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐԻ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 4

XX հատոր

1967 թ.

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Թ. Շ. Խաղեսոյան. Պետրոյոպիայում Վ. Ն. Լոդոշնիկովի ավանդի մասին (ծննդյան 80-ամյակի առթիվ)	5
Ռ. Տ. Զրբաշյան, Բ. Մ. Մելիֆսեքյան, Ռ. Լ. Մելիֆոնյան. Ալպիական տեկտոնո-մագմատիկ ցիկլի (Հայկական ՍՍՀ) մագմատիկ ֆորմացիաների մասին	15
Հ. Ա. Ղազարյան, Հ. Գ. Գույումջյան, Զ. Հ. Զիբուխյան. Վարդհնիսի լեռնաշղթայի մագմատիկ ապարների հասակային ստորաբաժանման մասին	32
Լ. Ս. Մելիֆյան. Զոդի հանքադաշտի վերին երրորդականի հրաբխա-նստվածքային հաստվածքի հասակը և ձևավորման պայմանները	44
Հ. Պ. Գույումջյան. Միավարիանտ (Ո—1) եոբադադրիչ մուլտիսիստեմներ Բարգուշատի նորմալ-ալկալային և ալկալային շարքերի մեթասոմատիկ ապարների համար	54
Ա. Ի. Կարապետյան. Հետհանքային դայկաների երկայանքով կոլչեդանային հանքանյութերի կոնտակտային մետամորֆիզմի տիպերը Ղափանի հանքավայրում	69
Գ. Ս. Հաբուբյունյան. Սևանի լեռնաշղթայի հյուսիս-արևմտյան մասի լիստվենիտների մասին	77

Գիտական նոթեր

Ռ. Ն. Տայան. Տեկտոնիտներում քվարցի կողմնորոշման հարցի մասին	85
---	----

Քննադատության և դիսկուսիա

Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ռ. Լ. Մելիֆոնյան. Ղափանի և Ալավերդու հանքային շրջանների մագմատիկ ապարների նոմենկլատուրայի մասին	96
--	----

Գիտական խոսնդեր

Կ. Ի. Կարապետյան, Բ. Մ. Մելիֆսեքյան, Զ. Ի. Զիբուխյան. Վարդան Լոդոշնիկովի անվան պետրոգրաֆիական խմբակի գործունեության մասին	102
Ռ. Տ. Զրբաշյան, Բ. Մ. Մելիֆսեքյան, Ռ. Լ. Մելիֆոնյան. Հորեկյանական գիտական սեսիա նվիրված Վարդան Լոդոշնիկովի ծննդյան 80-ամյակին	105



Владимир (Варган) Никитич ЛОДОЧНИКОВ
(1887—1943)

Т. Ш. ТАТЕВОСЯН

О ВКЛАДЕ В. Н. ЛОДОЧНИКОВА В ПЕТРОЛОГИЮ

(к 80 летию со дня рождения)

«Гипотеза только тогда безупречна, когда она в состоянии делать предсказания, если последние неоднократно оправдываются, она превращается в научную теорию».

В. Н. Лодочников, 1935.

14 мая исполняется 80 лет со дня рождения крупнейшего петролога, блестящего педагога, виртуоза оптической диагностики и исследования минералов, профессора Ленинградского Горного института Владимира Никитича Лодочникова.

В. Н. Лодочников (Вартан Мкртычевич Гаикчян*) родился 14 мая 1887 г. в городе Георгиевске (Северный Кавказ) в семье армянского купца. В годы учебы в гимназии г. Новый Нахичеван, за незаурядные способности, благотворительное общество при армянской церкви назначило Вартану Гаикчяну стипендию до окончания гимназии, что наполнило сердце гимназиста глубокой признательностью к родному народу.

В 1905 г. В. Н. Лодочников с золотой медалью окончил гимназию и поступил в Петербургский Горный институт, который также блестяще окончил в 1916 г. Фамилия его записана на золотой доске института. Как рассказывают очевидцы, В. Н. Лодочников гордился тем, что окончил институт, в котором учились Е. С. Федоров, Г. В. Плеханов, А. П. Карпинский и др.

Еще в институте студента В. Лодочникова приглашают в экспедицию по исследованию Юго-западного Алтая, руководимую профессорами В. В. Никитиным и Т. О. Чечоттом.

К студенческим годам восходит начало педагогической деятельности В. Н. Лодочникова; он готовил студентов к экзаменам по минералогии и петрографии.

В 1916 г. В. Лодочников совместно со своим учителем Е. С. Федоровым, издает первый научный труд, посвященный причинам уралитизации [2], где подчеркивается связь уралитизации с процессом разложения не только пироксенов, но и плагиоклазов. В том же 1916 г. он публикует наблюдения над асбестом в Восточных Саянах [1].

В 1918 г. В. Н. Лодочников был принят на работу в Геологический комитет (впоследствии Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт), где он проработал до конца своей жизни.

В Геологическом комитете работали почти все видные геологи стра-

* Гаикчи—в переводе лодочник.

ны. В то время молодой В. Н. Лодочников был одним из наиболее авторитетных членов этого замечательного коллектива.

В 1919 г. В. Н. Лодочников опубликовал две статьи, одна из которых относилась к новым видам аксинита и его двойникам [3], а другая—к особому случаю двойникового лабрадора [5]. В последней статье рассматривается разнообразие двойникового плагиоклазов. Эти мысли В. Н. Лодочников развивает позже, описывая в 1924 г. полевые шпаты из окрестностей оз. Зайсан [14] и делает вывод, что двойникование полевых шпатов по различным законам чаще всего наблюдается в порфировых породах вследствие движения кристаллизующейся магмы. На основании изучения большого материала он выясняет какой из законов двойникового плагиоклазов чаще всего встречается в изверженных породах. Он пытается ответить на вопрос, почему в изверженных породах чаще встречается альбитовый закон, а в метаморфических—периклиновый. В своих статьях В. Н. Лодочников указывает на первичное и вторичное происхождение калий-натриевых полевых шпатов; аномалии в полевых шпатах он объясняет влиянием бария и других примесей. Его исследования показали, что в полевых шпатах угол образуемый оптически ми осями не обладает постоянной величиной.

В своих последующих статьях В. Н. Лодочников касается вопроса структуры горных пород. Прочитанная им в 1941 г. в Центральном научно-исследовательском геолого-разведочном институте лекция о генетическом значении главных структур базальтов вызвала большой интерес.

В 1925 г. в Тарбагатае он обнаружил своеобразные арвфедсонитовые сиенит-порфиры, эгириновые аплиты и другие щелочные породы.

К результатам исследований В. Н. Лодочникова относятся: обнаружение в ромбических пироксенах оптических аномалий и обнаружение имеющего первостепенную важность в массовой петрографической практике «дисперсионного эффекта», названного впоследствии эффектом Лодочникова. Он сделал значительные добавления к методу Федорова и дал ряд полезных приемов работы.

Подлинное признание получила диаграмма многокомпонентных физико-химических систем В. Н. Лодочникова. По оценки ученых-специалистов, разработка метода для четырехкомпонентных систем проделана с исчерпывающей полнотой. Велики перспективы применения этого метода в физической химии и петрографии.

В. Н. Лодочников внес большой вклад в физическую химию. Его крупная работа по простейшим способам изображения многокомпонентных систем, изданная за границей, до сих пор не потеряла своей актуальности, а его метод изображения семикомпонентных систем, в частности при петрохимическом анализе серий изверженных пород, успешно применяется и пользуется большой популярностью среди петрографов.

Регионально-петрографические работы В. Н. Лодочникова относятся к различным районам Советского Союза—Центральной России, Се-

верному Кавказу, Восточным Саянам и др. На основании исчерпывающего описания фактического материала он делает ряд теоретических обобщений относительно механизма гибридизма, расщепления и дифференциации магмы. Важнейшее значение имеет работа «К петрологии Воронежской кристаллической глыбы» (1927 г.), в которой при классическом микроскопическом описании пород, он разбирает ряд теоретических вопросов петрологии, как гибридизм, серпентинизация, альбитизация, возникновение мирмекитов, порядок выделения минералов в магматических породах гипидиоморфнозернистой структуры и ряд других важных проблем петрогенезиса.

У В. Н. Лодочникова мы находим также мысли о классификации гранитоидов по количественным соотношениям щелочных и известково-щелочных полевых шпатов, как непрерывный ряд от диоритов к гранитам. Согласно В. Н. Лодочникову, породы гранодиоритового и диоритового состава являются гибридными образованиями, особенно те, которые отличаются аномальным составом, как андезиновые граниты, монцониты, трондьемиты. Им предложены названия «сиенитодиорит» и «кварцевый монцонит». Гипабиссальные гранитоиды с гранитпорфировой структурой В. Н. Лодочников рекомендовал называть по процентному содержанию и характеру вкрапленников полевых шпатов. Если содержание калиевого шпата больше 15%, породу лучше называть гранитпорфиром, если это содержание в пределах 10—15% — гранодиорит-порфиром и от 0 до 10% — диорит-порфиром.

В своих работах В. Н. Лодочников старался привлечь внимание отечественных ученых также к вопросу о структурном анализе интрузивов. Один из его рефератов «Тектоника гранитных массивов и проблема батолитов Ганса Клосса» был посвящен разъяснению представлений немецкого ученого о морфологии интрузивных тел.

Самым выдающимся исследованием Лодочникова является его классический труд «Серпентины, серпентиниты Ильчирские и другие и некоторые петрологические вопросы, с ними связанные» принесший ему мировую известность. Эту работу он посвятил крупнейшим знатокам геологии Урала Н. К. Высоцкому и А. Н. Заварицкому. В ней автор обобщил весь имевшийся материал как собственный, так и других исследователей, сделав очень глубокие и ценные теоретические обобщения.

При составлении этой обстоятельной монографии он использовал около 1950 работ на различных языках, в чем проявился В. Н. Лодочников — полиглот, прекрасно владеющий латынью, немецким, французским и английским.

В этой капитальной монографии В. Н. Лодочников разбирает важнейшие вопросы петрологии перидотитов, вопросы петрологии Ильчирского интрузивного массива и вмещающих пород, постмагматические процессы, связанные с серпентинитами, свойства, номенклатуру и происхождение серпентинитов; природу и генезис лиственитов: здесь он выдвигает правило полярности магматических и постмагматических минера-

лов одной и той же магмы; доказывает несостоятельность гравитационно- и фракционно-кристаллизационной гипотезы и в частности в отношении гипербазитов, показывает роль и значение воды в магматических процессах; детально разбираются вопросы происхождения асбеста и других полезных ископаемых, связанных с серпентинитами и др.

В вопросе возникновения серпентинитов В. Н. Лодочников придает первостепенное значение явлениям автометаморфизма, придерживаясь той точки зрения, что магма, порождающая серпентинитовые массы, сама была богата водой и флюидами.

Листвениты В. Н. Лодочников рассматривает как контактово-метасоматические образования за счет карбонатных пород в контакте с перидотитами, а асбест как постериорное образование по серпофиту под влиянием автометаморфизма, опровергая роль агентов посторонней магмы или атмосферных вод.

Понятие «правило полярности» Лодочников сформулировал следующим образом «Поствулканические процессы несут с собой те элементы или окислы, которыми бедна сама магма, обусловившая эти процессы».

Совместное нахождение щелочных минералов-жадеита, анальцита, нефелина, щелочного амфибола и пироксенов с гипербазитами, В. Н. Лодочников объясняет комагматичностью их перидотитовой магме в результате дифференциации первоначального вещества Земли. Наличие в перидотитах полярных к ним пород В. Н. Лодочников считает более нормальным явлением, чем полное их отсутствие.

Идея полярности В. Н. Лодочникова в последующем нашла своего подтверждения не только в петрологии ультрабазитовых комплексов (Н. П. Михайлов, 1963; В. Н. Москалева, 1958; Л. Н. Шабынин, 1961 и др.), но и в петрогенезисе гранитоидов, а также в теории рудообразования (Е. Е. Ingerson and J. H. Moskin, 1961). Добавим, что много сходных фактов в ультрабазитах домелового возраста северо-восточного побережья оз. Севан.

Монография В. Н. Лодочникова о серпентинитах принадлежит к ряду тех редчайших работ, авторы которых с исчерпывающей полнотой знают существующую литературу по затронутым им вопросам, что позволяет им делать глубокие научные обобщения. По мнению знатоков, в мировой петрографической литературе относительно гипербазитов нет ничего подобного этой монографии. Остается пожалеть, что эта книга в свое время была опубликована ничтожным тиражом (600 экз.) и в настоящее время стала библиографической редкостью. За эту работу В. Н. Лодочникову в 1936 г. без защиты была присуждена ученая степень доктора геолого-минералогических наук.

Позднее В. Н. Лодочников публикует свою большую статью: «Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы» (1939), получившую широкое признание специалистов.

Путем обстоятельного разбора существующих почти всех геологических и геофизических, очень часто противоречивых, данных, В. Н. Ло-

дочников приходит к выводу о несостоятельности гипотезы Дэли и Боуэна о вещественно-поясовом распределении вещества внутри земли и считает более вероятным физически-поясовое распределение вещества.

Если нет оболочек, различных по химическому составу вообще, говорит В. Н. Лодочников, то не может быть и базальтового субстрата в понимании Дэли и Боуэна. Следовательно, не может быть классификации и генетического понимания пород в таком порядке, как это представляют Дэли и Боуэн.

Открытие в последнее время коэсита и стишовита (полиморфная модификация кремнезема с удельным весом $4,35 \text{ г/см}^3$, в который кремнезём переходит при давлении 100—180 кбар и температурах 1200—1400°C) способствует принятию точки зрения В. Н. Лодочникова на интерпретацию геофизических данных о глубинном строении Земли.

В. Н. Лодочников слоистость Земли считал результатом физического изменения вещества с глубиной, отрицая одновременно существование железного ядра Земли. Вопросы строения Земли и проблемы, связанные с гипербазитами, привели его к изучению метеоритов. В. Н. Лодочников отрицает значение метеоритов как доказательства существования железного ядра Земли или ее химической дифференцированности.

В. Н. Лодочников, затрагивая вопросы распределения вещества внутри Земли, касается также вопроса летучих веществ, считая их важнейшей движущей силой вулканических процессов.

Важнейшие данные о метеоритах приведены в его монографии относительно серпентинитов и в статье «Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы» [53].

Сравнивая состав метеоритов с составом перидотитов, В. Н. Лодочников обнаруживает большое сходство между ними. Это сходство выражается в присутствии в обоих метана и других газов, углерода-графита, алмаза, битуминозных и нефтеобразных веществ.

Согласно гипотезе В. Н. Лодочникова, метеориты являются телами выброшенными вулканами Земли и вышедшими из сферы земного притяжения в первоначальный период ее магматической деятельности, когда выходящие из кратера вулкана массы летели со скоростью более 1 км/сек. Метеоритные потоки, согласно гипотезе В. Н. Лодочникова, различаются по времени образования, по орбите, обусловленной силой вулкана и по вещественному составу.

Как отмечает С. П. Соловьев, «можно соглашаться или не соглашаться со взглядами В. Н. Лодочникова на те или иные вопросы петрологии, возражать против ряда выдвинутых им положений, но нельзя не отдать должное оригинальности и размаху его творческой мысли».

Некоторые работы В. Н. Лодочникова посвящены характеристике базальтов Юго-западного Прибайкалья (1938). В этих работах охарактеризованы условия залегания и строение лавовых потоков Тункинской котловины. Согласно его выводам, эти базальты являются не трещинными излияниями, а продуктами извержений мощных вулканов гавайского типа. Материалы по указанному выше району были использованы В. Н.

Лодочниковым в его обобщающей работе, посвященной проблеме базальтовой магмы и строения Земли [53].

Некоторые статьи В. Н. Лодочникова касаются вопросов применения метода Е. С. Федорова, микроскопической практике петрографа, и т. д.

Из учебников, составленных В. Н. Лодочниковым, известны «Основы кристаллооптики», «Главнейшие породообразующие минералы» и «Краткая петрология без микроскопа», они систематически переиздаются. Этим учебникам свойственен строго логический и четкий стиль изложения, в них много советов и рекомендаций, основанных на богатейшем личном опыте. Кстати, В. Н. Лодочников известен как непревзойденный знаток микроскопической диагностики, об этом свидетельствуют его ученики—академики Д. С. Коржинский и В. С. Соболев.

В 1925 г. В. Н. Лодочников опубликовал свою дискуссионную статью с критикой взглядов Боуэна на «проблемы анортозита».

Полемику В. Н. Лодочников вел с глубоким знанием дела и яркой эрудицией. В том же году он напечатал статью «Микроскопические исследования пород из района между Дари-дагом и западной частью Карабахского хребта». Приведенные в этой статье описания пород могут служить эталоном петрографического описания.

Редактируя русский перевод «Описательной петрографии» Розенбуш, В. Н. Лодочников снабдил его большим количеством важных примечаний и добавлений, имеющих самостоятельную научную ценность.

Будучи долгие годы профессором Ленинградского горного института, он проделал большую работу в деле развития советской петрографической школы и подготовки квалифицированных кадров.

В. Н. Лодочников прославился своими консультациями во многих городах нашей страны; где бы он ни был, к нему всегда обращались за консультацией ученые-геологи.

В. Н. Лодочников поддерживал постоянную переписку с зарубежными специалистами. Он был лично знаком со многими видными исследователями, которые не раз обращались к его трудам.

Академики А. Н. Заварицкий, Д. С. Коржинский и профессор Д. П. Григорьев характеризовали В. Н. Лодочникова как крупного ученого, талантливого и чуткого педагога.

Велики заслуги В. Н. Лодочникова и перед Всесоюзным минералогическим обществом, как авторитетного и деятельного его члена, который в течение двадцати лет принимал постоянное активное участие в его совещаниях, выступая с собственными лекциями по петрографии и минералогии.

Будучи прекрасным специалистом, В. Н. Лодочников был одновременно разносторонне образованным человеком с обширным кругозором. Он увлекался теорией чисел, любил музыку. Друзья и ученики помнят его искренним, прямым и общительным человеком. Он был строгим и требовательным к себе и окружающим.

В 1941 г. во время эвакуации из Ленинграда больной В. Н. Лодочни-

ков вынужден был с семьей временно остановиться в Кисловодске у родных. Вскоре курорт был захвачен немецко-фашистскими войсками. Тяжелые условия фашистской оккупации усугубили болезнь В. Н. Лодочникова. Он умер 11 января 1943 года, мужественно и самоотверженно отказавшись от предложенной немецким командованием работы и материальной помощи.

Имя великого ученого В. Н. Лодочникова, умершего в расцвете творческих сил, занимает достойное место в ряду талантливых сыновей армянского народа.

Труды В. Н. Лодочникова пользуются широкой известностью среди специалистов как нашей страны, так и зарубежом. Научная деятельность В. Н. Лодочникова, одного из корифеев советской петрологической школы, является ярким примером для молодого поколения ученых нашей страны.

По просьбе геологической общественности Армянской ССР и семьи В. Н. Лодочникова его прах был перевезен из Кисловодска в Армению и с большими почестями захоронен в Пантеоне Еревана.

ЛИТЕРАТУРА

- Заварицкий А. Н., Коржинский Д. С., Григорев Д. П., В. Н. Лодочников (некролог) Зап. Всеросс. мин. общ., II сер., ч. 73, вып. 2—3, 1944.
- Соловьев С. П. Вклад ученых Ленинградского горного ин-та в развитие петрологии. Зап. Ленинград. горн. ин-та, т. 40, 1959.
- Соловьев С. П. Научное наследство В. Н. Лодочникова в свете некоторых новых исследований (к 75-летию со дня рождения). Зап. Всес. Минерал. общ. 2 серия, ч. 91, вып. 5, 1962.
- Соловьев С. П. О петрографическом наследстве В. Н. Лодочникова. Матер. ВСЕГЕИ, общая серия, сборник № 8, 1948.
- Тихомиров Н. И.—В. Н. Лодочников о классификации гранитоидов. Зап. Всес. Минер. общ. ч. 91, вып. 5, М.—Л., 1962.
- Кваша Л. П. Работы В. Н. Лодочникова по метеоритике. Метеоритика, вып. 24, 1961.
- Соболев В. С. и др. Работы В. Н. Лодочников по петрографии Сибири. Геология и геофизика, № 5, 1962.
- Михайлов Н. П. Развитие некоторых идей В. Н. Лодочникова в современных исследованиях ультраосновных интрузий (на примере Казахстана) М.—Л., 1963. Зап. Всес. Минер. общ. 2 серия, ч. 92, вып. 2.

СПИСОК НАУЧНЫХ ТРУДОВ В. Н. ЛОДОЧНИКОВА*

(1916—1956)

2. » К вопросу об уралитизации. Зап. Горн. ин-та, Пг. 1916, т. 6, вып. 1 (совм. с 1. 1916. Асбест в Восточном Саяне. Рудн. вестн. М., 1916, т. I, № 1, стр. 29—30. Е. С. Федоровым).
3. 1919. Двойник и новая форма аксинита в альбитофире Тарбагатая. Изв. Геол. комитета, 1919, т. 38, № 8—10.

* Составлена Л. П. Васильевой и Е. Ю. Тарчевской по материалам Всесоюзной Геологической библиотеки

4. 1919. Новый способ изображения на плоскости трехкомпонентных смесей и приложение его в классификации горных пород Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Изв. Геол. ком-та, 1919, т. 38, № 8—10.
5. » Особенный случай двойникообразования в фенскристе лабрадора. Изв. Геол. ком-та, 1919, т. 38, № 8—10.
6. 1921. К вопросу о классификации кристаллических сланцев. (По поводу статьи Н. И. Свистальского). Геол. вестн., Пб., 1921, т. 4, (1918—1921, № 1—6.
7. » К статье N. L. Bowen'a „The Problem of the anorthositcs“. Геол. вестн. Пб. 1921, т. 4 (1918—1921), № 1—6.
8. » О рудных месторождениях Джеванширского уезда Елизаветпольской губернии. Изв. Геол. ком-та, 1921, т. 40, № 8—10.
9. » Одноверстная геологическая съемка частей Лысогорского и Александрийского планшетов Пятигорского отдела Терской области. Изв. Геол. ком-та, 1921, т. 40, № 7, стр. 290—292, лит. (отч.).
10. 1922. (Изучение выходов гранитов в Павловском, Алексеевском и Острогожском уездах Воронежской губернии). Изв. Геол. ком-та, 1922, т. 1, № 10, стр. 327—333, лит. (отч.).
11. » (Одноверстная геологическая съемка в Пятигорском отделе на Кавказе). Изв. Геол. ком-та, 1922, т. 41, № 10, стр. 257—259 (отч.).
12. 1923. Висмут. В изд.: Естественные производительные силы России, т. IV: Полезные ископаемые, вып. 17, Пг., КЕПС, 1923.
13. » Несколько интересных пород с южных отрогов Алтая. Зап. Росс. минер. о-ва, 2-ая серия, Пг., 1923, ч. 51, вып. 2, стр. 424—454, илл., табл., 1 карта лит.
14. 1924. (Геологические исследования изверженных пород в северо-западной части Тарбагатай). Изв. Геол. ком-та, 1924, т. 43, № 2, стр. 90—101 (отч.).
15. » Микроскопические наблюдения полевых шпатов и выводы из них в породах Кальджирской волости, Зайсанского уезда, Семипалатинской области. Зап. Росс. минер. о-ва, 2-ая серия, Л., 1924, ч. 52, стр. 61—144, илл. диагр., табл., лит.
16. » Простейшие способы изображения многокомпонентных систем. Изв. Ин-та физ.-хим. анализа, Л., 1924, т. 2, вып. 2, стр. 255—351, илл., лит.
17. 1925. (Геологическое исследование и петрологические наблюдения в районе г. Кокпекты и северных склонов Русского Тарбагатай). Изв. Геол. ком-та, 1925, т. 44, № 2, стр. 81—82 (отч.).
18. » (Дополнительные наблюдения в районе Александровского и Лысогорского планшетов одноверстной геологической съемки района Кавказских Минеральных Вод). Изв. Геол. ком-та, 1925, т. 44, № 2, стр. 108 (отч.).
19. » Микроскопические исследования пород из района между Дары-дагом и западной частью Западно-Карабахского хребта. Материалы по общ. и прикл. геол. Л., Геол. ком-т 1925, вып. 24, 53, II стр., илл., табл., лит.
20. 1925. A discussion of N. L. Bowen's paper — „The problem of the anorthositcs“. The Journ. of geology, Chicago, 1925, vol 33, № 2, pp. 153—172, lit.
21. 1926. (Геологические исследования на южном склоне русского Тарбагатай). Изв. Геол. ком-та, 1926, т. 45, № 4, стр. 239—340 (отч.).
22. » Микроскопическое исследование пород северной Персии. Изв. Геол. ком-та, 1926, т. 45, № 8, стр. 883—921, лит.
23. » Простейшие способы изображения многокомпонентных систем. (Окончание). Изв. Ин-та физ.-хим. анализа, Л., 1926, т. 3, вып. 1, стр. 42—161, табл., лит.
24. 1926. Тектоника гранитных массивов и проблема батолитов Ганса Клооса. Зап. Росс. минер. о-ва, 2-ая серия, М.—Л., 1926, ч. 55, вып. 2, стр. 335—353, лит.
25. » Щелочные изверженные породы в Тарбагатае. Вестн. Геол. ком-та, Л., 1926, № 4 (1925), стр. 5—6.
26. 1926. Die einfachste Methode der Darstellung polynärer Systeme auf der Ebene, Zeitschr. für anorg. und allgem. Chemie, Leipzig, 1926, Bd. 151, Heft. 3, S. 185—213, Diag., Lit.

27. 1927. Белая слюда в Калбинском хребте. Вестн. Геол. ком-та, Л., 1927, т. 2, № 1, стр. 10—11.
28. » Еще о некоторых структурах. Геол. вестн., Л., 1927, т. 5 (1926—27), № 4—5, стр. 43—47, лит.
29. » К петрологии Воронежской кристаллической глыбы Русской платформы. Материалы по общ. и прикл. геол., Л., Геол. ком-т, 1927, вып. 69 (3), 101 стр. табл., лит.
30. » Кавказит—не санидиновый, а анортоклазовый гранит. Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт., М.—Л., 1927, т. 57, вып. 1, стр. 131—142, лит.
31. » (Рец.) В. А. Николаев. Некоторые замечания о линейном методе геометрического анализа горных пород. Зап. Росс. минер. о-ва, ч. 55, вып. 1, 1926, стр. 96—117—Геол. вестн., Л., 1927, т. 5 (1926—27), № 4—5, стр. 73—74.
32. . По поводу работы J. W. Greig—*Immiscibility in silicate Smelta*. Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт., М.—Л., 1927, т. 57, вып. 1, стр. 127—130, лит.
33. . Ein Zwilling und eine neue Axinitfläsche im Albitophyr des Tarbagatai Zeitschr. für Kristallogr., Leipzig, 1927, Bd. 65, Heft 1—2, S. 122—133, Abb., 1 Taf., Lit.
34. 1928. Материалы по петрографии западной части северных склонов Русского Тарбагатай. Изв. Геол. ком-та, 1928, т. 47, № 3, стр. 189—208, лит.
35. » Об импликационных структурах. Геол. вестн., Л., 1928, т. 6, № 1—3, стр. 61—63, лит.
36. 1929. Из микроскопической практики петрографа. Зап. Росс. минер. о-ва, 2-ая серия, Л., 1929, ч. 58, вып. 1, стр. 65—80, илл., лит.
37. » (Рец.) Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Успехи петрографии в России. Пг., 1923, 406 стр. Изв. геол. ком-та.—Геол. вестн. Л., 1929, т. 6 (1928), № 4—6, стр. 73—75.
38. 1930. Андезиты окрестностей крепости Кушки и соленого оз. Ер.-ойлан-дуз Мервского округа ТССР. Изв. ГГРУ, М.—Л. (совм. с П. М. Василевским).
39. » Одноверстная геологическая съемка в районе Кавказских Минеральных вод. Юго-восточная четверть Александрийского, восточная половина Лысогорского и северо-восточная четверть зольского листов одноверстной карты Кавказа. Тр. ГГРУ, М.—Л., 1930, вып. 5, 75 стр., илл., 1 карта, лит.
40. » Основы микроскопических методов исследования кристаллического вещества. Л., Научн. хим.-техн. изд-во, 1930. IX, 256 стр., илл., табл., лит.
41. 1932. Основы микроскопических методов исследования кристаллического вещества. 2-ое изд. Л., Госхимтехиздат, 1932. IV, 194 стр., илл., табл., лит.
42. » Петрография. В кн.: Техническая энциклопедия. М., 1932, т. 16, столб. 280—286, табл., лит.
43. 1933. Главнейшие породообразующие минералы. Л.—М., Георазведиздат, 1933, 248 стр., илл., табл., лит.
44. » Серпентины и серпентиниты и связанные с ними петрологические вопросы. пробл. сов. геологии, М.—Л., 1933, т. 2, № 5, стр. 119—150.
45. 1934. Краткая петрология без микроскопа. Для неспециалистов. Учебн. для вузов. Л.—М.—Новосибирск. Горгеонефтеиздат, 1934. 168 стр., илл., табл., диагр. лит.
46. » (Ред. и дополн.). Г. Розенбуш. Описательная петрография. Перевод с 4-го немецк. изд. подготовл. А. Озанном. Л.—М.—Грозный—Новосибирск Горгеонефтеиздат, 1934, 720 стр., илл., табл., диагр., лит.
47. 1935. О так называемой десицификационной гипотезе. Пробл. сов. геологии, М.—Л., 1935, т. 5, № 1, стр. 70—85.
48. 1935. Полурыхлый пепловый туффит трахита из Дуванки (окр. г. Павлоска). Тр. ЦНИГРИ, Л.—М., 1935, вып. 39, стр. 19—34, илл., табл., лит.
49. 1936. Еще раз относительно «серпентинов и серпентинитов»... Пробл. сов. геологии, М.—Л., 1936, т. 6, № 11, стр. 993—1007, лит.

50. 1936. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, Л.—М., 1936, вып. 38, 817 стр., илл., табл. 1, карта, лит.
51. 1938. Главнейшие породообразующие минералы. 2-ое изд., дополн. и перераб. М.—Л., ОНТИ, Глав. ред. горно-топл. и геол.-развед. лит., 1938, 228 стр., илл., табл., лит.
52. » О базальтах юго-западного Прибайкалья. Сов. геология, М., 1938, т. 8, № 5, стр. 92—102.
53. 1939. Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы. Зап. Всеросс. минер. о-ва, 2-ая серия, М.—Л., 1939, ч. 68, вып. 2, стр. 207—223; вып. 3, стр. 428—442, лит.
54. 1939. (Рец.) Петрография СССР. Под ред. акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Ред. изд. проф. Д. С. Белянкин. Серия III—Породообразующие минералы. Вып. I М. К. Бельштерли. Кристаллический кремнезем. О. А. Воробьева. Оливин. С. П. Соловьев. Следы М.—Л., АН СССР, 1938.—Сов. геология, М., 1939, т. 9, № 12, стр. 86—93, лит.
55. » (Рец.) Проф. В. И. Лучицкий. Петрография, т. I, части I и 2. 5-ое перераб. изд. М.—Л., ГОНТИ, 1938.—Сов. геология, М., 1939, т. 9, № 1, стр. 96—103.
56. 1940. Несколько замечаний по поводу применения микроскопического метода Е. С. Федорова. Зап. Всеросс. минер. о-ва, 2-ая серия, М.—Л., 1940, ч. 69, вып. 2—3, стр. 197—205, лит.
57. 1941. (Ред.). Геология и минералогия Чаунского района. Тр. Горно-геол. упр-ния Главсевморпути, Л.—М., 1941, т. 9, 220 стр., илл., табл., схемы, карты, лит. (Совм. с Г. Л. Падалкой).
58. » (Ред.). Геология и полезные ископаемые северо-западной части Таймырского полуострова. Тр. Горно-геол. упр-ления Главсевморпути, Л.—М., 1941, т. 12, 135 стр., илл., табл., диагр., карты, лит.
59. » Еще раз о полурыхлом пепловом туффите из Дуванки у г. Павловска Воронежской области. Зап. Всеросс. минер. о-ва, 2-ая серия, М.—Л., 1941, ч. 70, вып. I, стр. 65—70, лит.
60. 1941. К геологии базальтов бассейна р. Иркут. Изв. АН СССР, серия геол., М., 1941, № 2, стр. 84—101, илл., 1 карта, лит.
61. » Первый лавсонит в Союзе. (Опыт характеристики породообразующего минерала). Изв. АН СССР, серия геол., М., 1941, № 1, стр. 125—140, илл., лит.
62. » Совершенно неотложная задача. Зап. Всеросс. минер. о-ва, 2-ая серия М.—Л., 1941, ч. 70, вып. I, стр. 126.
63. 1946. О генетическом значении главных структур базальтов и диабазов. Материалы ВСЕГЕИ, общ. серия, М.—Л., 1946, сб. 7, стр. 127—155, лит.
64. » Основы кристаллооптики. 3-е изд. М.—Л., Госгеолиздат, 1946, 268 стр., илл., табл., лит.
65. » Федоровский столик как рефрактометр. В кн.: Академику Дмитрию Степановичу Белянкину к семидесятилетию со дня рождения и сорокопятилетию научной деятельности. М., изд-во АН СССР, 1946, стр. 635—641, илл., табл.
66. 1947. Главнейшие породообразующие минералы. 3-е изд., дополн. и перераб. Учебн. пособие для геол.-разв. вузов. М.—Л., Госгеолиздат, 1947, 244 стр., илл., табл., лит.
67. 1955. Главнейшие породообразующие минералы. Учебн. пособие для геол.-развед. вузов и ун-тов. 4-ое изд. М., Госгеолтехиздат, 1955, 248 стр., илл., табл., 1 портр., лит.
68. 1956. Главнейшие породообразующие минералы. Учебн. пособие для геол.-развед. вузов и ун-тов. 4-ое изд. Пекин, Дичжи чубаньшэ, 1956, 279 стр., илл., табл., лит. на кит. яз.
69. » Краткая петрология без микроскопа. Для неспециалистов. Учебн. пособие для негеол. спец. горных и горно-металлург. вузов. 2-ое изд., М., Госгеолтехиздат, 1956, 155 стр., илл., табл., диагр., лит.

Р. Т. ДЖРБАШЯН, Б. М. МЕЛИКСЕТАН, Р. Л. МЕЛКОНЯН

О МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ АЛЬПИЙСКОГО ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ЦИКЛА (АРМЯНСКАЯ ССР)

Проблема закономерных связей тектоники и магматизма, их соотношение и взаимообусловленность во времени и пространстве является одной из актуальных в современной петрологии и металлогении. К этим вопросам неоднократно обращались многие исследователи Кавказа [4, 8, 9, 21, 26, 28, 36, 42, 47]. Особое внимание этой проблеме уделено в работах А. А. Габриеляна [13, 14, 15, 16]. Наряду с этим систематические радиологические исследования (Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян и др.) позволили во многих случаях по новому подойти к решению ряда спорных вопросов возрастных взаимоотношений отдельных интрузивных и эффузивных комплексов на территории Армении и уточнить их место в ходе развития магматизма.

В настоящем сообщении, авторы, на основе формационно-генетического анализа магматизма отдельных регионов—Сомхето-Кафанской (Р. Мелконян), Севано-Ширакской (Р. Джрбашян) и Центральной складчатой зоны Армении (Б. Меликсетян) предприняли попытку рассмотреть вопросы взаимосвязи магматизма и тектоники, исходя из представлений о направленном, поступательном развитии структуры земной коры территории Армянской ССР, как части геосинклинальной области Антикавказа (Малого Кавказа).

Этапы и стадии развития альпийского тектоно-магматического цикла

Доальпийская история тектонического развития Антикавказа характеризуется формированием устойчивого жесткого складчатого сооружения. Последнее продольными и поперечными нарушениями, по-видимому, было разбито на отдельные грабен-прогибы и горст-поднятия, послужившие впоследствии субстратом альпийских складчатых структур [4, 12, 47].

Альпийский цикл геотектонического развития, начинающийся в нижней юре, характеризуется заложением на герцинском складчато-глыбовом фундаменте геосинклинальных прогибов и установлением эвгеосинклинального режима.

Геосинклинальная область Антикавказа делится на три структурно-фациальных комплекса [16]. Области: 1. раннеальпийской (Сомхето-Кафанская); 2. среднеальпийской (Севано-Ширакская и Айоцдзор-Ордубадская); 3. позднеальпийской (Среднеараксинский прогиб) складчатости. Перечисленные комплексы различаются историей геологического развития, магматизмом, возрастом складчатости и т. д.

В основу принятой нами периодизации положена схема, предложенная Е. Е. Милановским [33], однако возрастные границы отдельных мегастадий и стадий соответствуют, в большинстве случаев, структурным ярусам и подъярусам, выделенным А. А. Габриеляном [16, 17] и отвечающим определенным моментам перестройки структурного плана и изменения характера магматизма.

1. Собственно геосинклинальный этап $J_1 - Pg_2^2$

1. Раннегеосинклинальная мегастадия

- а) стадия нижняя—средняя юра
- б) стадия верхняя юра — нижний мел

2. Позднегеосинклинальная мегастадия

- а) стадия верхний мел — палеоцен*
- б) стадия нижний—средний эоцен

II. Орогенный этап

1. Раннеорогенная мегастадия

- а) стадия верхний эоцен—нижний олигоцен

2. Позднеорогенная мегастадия**

- а) стадия верхний олигоцен—верхний миоцен
- б) стадия верхний миоцен — нижний плиоцен

В связи с волнообразным развитием структурных элементов временные границы отдельных этапов и стадий для различных блоков несколько «скользят» [33]. Однако, каждой стадии присущи определенные черты тектонического режима и типы магматических формаций, позволяющие достаточно четко различать их друг от друга.

В геологическом развитии Армянской части геосинклинальной области Антикавказа в альпийском цикле выделяются первичные, вторичные (наложенные) прогибы и прогибы (остаточные и краевые) орогенного этапа [17, 34] или начальные и поздние прогибы [39].

На фоне общего поступательного развития отдельные, последовательно развивающиеся прогибы характеризуются, по А. А. Габриеляну, стадийностью развития второго порядка: 1) период прогибания, осадконакопления, вулканизма и доскладчатого плутонизма; 2) период складчатости, формирования структур и соскладчатого магматизма; 3) период консолидации, поднятия и послескладчатого магматизма.

Характер наложенных прогибов, темпы их развития, с закономерным сокращением продолжительности жизни их во времени, накладывают свой отпечаток на типы возникающих магматических формаций, кроме того, наблюдается отчетливо выраженная зависимость типов магматических формаций от глубины заложения региональных разломов.

* Верхний мел—палеоценовая стадия тектоно-магматического развития по ряду особенностей может быть выделена в самостоятельную среднегеосинклинальную мегастадию.

** В настоящей статье плиоцен-антропогеновый магматизм позднеорогенной мегастадии не рассматривается.

I. Магматизм собственно геосинклинального этапа

Собственно геосинклинальный этап развития Антикавказа охватывает период от нижней юры до верхнего эоцена и подразделяется на две крупные мегастадии—раннегеосинклинальную ($J_1—Cr_1$) и позднегеосинклинальную ($Cr_2—Pg_2$).

Раннегеосинклинальная мегастадия (нижняя юра—нижний мел) характеризуется заложением Сомхето-Кафанского энгеосинклинального прогиба, сопровождающимся начальным магматизмом и превращением его к концу мегастадии в область геоантиклинального поднятия. Если начало мегастадии наступает почти повсеместно в лейасе, то время ее завершения имеет волнообразный характер; в северной части—в неокоме, а в юго-восточной части—в апте [3].

Раннегеосинклинальная мегастадия делится на две стадии—нижне-среднеюрскую и верхнеюрско-нижнемеловую. Первая стадия характеризуется максимальным прогибанием области и мощным подводным вулканизмом, а вторая—слабым дифференцированным прогибанием и субаэральным вулканизмом.

Позднегеосинклинальная мегастадия (альб-средний эоцен) также подразделяется на две стадии—альб-верхнемеловую и нижне-среднеэоценовую.

Первая стадия отвечает периоду коренной перестройки структурного плана и заложения вторичных наложенных прогибов на более древние структуры. Вторая стадия характеризуется замыканием некоторых верхнемеловых прогибов; в то же время продолжается интенсивное прогибание в нижнем эоцене Севано-Ширакской, Аджаро-Триалетской, Айоцдзор-Ордубадской структур.

1. Раннегеосинклинальные магматические формации

В байосе, в связи с интенсивным погружением Сомхето-Кафанского геосинклинального прогиба, заложенного еще в лейасе, происходит повсеместное подводное формирование мощных вулканических толщ. В отдельных прогнутых частях прогиба формируются спилиты (спилит-порфиритовая формация по Г. С. Дзоценидзе [21], спилит-кератофирровая—по Э. Ш. Шихалибейли [47]). Одновременно в остальных частях прогиба, при отсутствии спилитов [29, 43], формируются породы андезитовой формации. В пределах возникающих геоантиклинальных поднятий в верхнем байосе происходит формирование плагиолипаритовой субформации, а также внедрение совпадающих во времени с предкелловейской фазой складчатости плагиогранитных интрузий (Ахпатской, Тавушской, Хндзорутской и др.), которые слагают единую плагиогранитную формацию Сомхето-Кафанской зоны [33]*.

* Г. А. Казарян также выделяет отмеченные интрузивы в плагиогранитную формацию («Вопросы петрографии и минералогии Арм. ССР», 1966), связывая, однако, их внедрение с предбатской фазой складчатости.

В северо-западной части прогиба в верхней юре, вслед за слабым дифференцированным прогибанием и накоплением осадочных толщ (келловей), в субаэральных условиях происходит формирование андезит-дацитовой формации. Обычно в пределах тех же геоантиклинальных областей в период завершающей фазы вулканизма, в связи с воздыманием, формируется, как правило, в субвулканической фации, липаритовая субформация, а вслед за неокомской фазой складчатости интрузии кварцевых диоритов (Шнох-Кохбская, Цахкашатская и др.) — диоритовая формация.

В Кафанском сегменте погружение, начавшееся в лузитан-кимеридже и продолжающееся непрерывно в неокоме [3], сопровождается формированием обычно тех же формаций. Однако, тенденция воздымания и связанное с ним внедрение аналогичных кислых субвулканических образований и гранитоидов (Цавский интрузив) завершается лишь в после-неоком-предверхнемеловое время.

В течение раннегеосинклинальной мегастадии особой структурной единицей являлся в целом жесткий, но довольно мобильный Цахкуняцкий блок (геоантиклиналь), ограниченный крупными разломами. Он представляет собой блок с некоторыми чертами развития магматизма соседней геосинклинали, особенно отчетливо проявившимися в формировании аналогичных интрузивных формаций — плагиогранитной и диоритовой. К первой, по данным определения абсолютного возраста [7, 45], относятся плагиогранитные интрузии Цахкуняцкого горст-антиклинория, ко второй — Спитакский, Анкаванский, Агверанский (?), Такарлинский (?) массивы.

а) Среднеюрские магматические формации

Андезитовая формация. Распространена в пределах Сомхето-Карабахского мегантиклинория и Кафанского антиклинория, где слагает низы разреза мощных вулканогенных образований доггера [2, 3]. Сложена преимущественно андезитами, реже андезит-базальтами, диабазами, андезит-дацитами, дацитами (обычно потоки, реже пирокласты и субвулканические образования). Одной из характерных особенностей пород, слагающих эту формацию, является отмеченное многими исследователями, их зеленокаменное перерождение. Ранее вся эта толща пород относилась либо к спилит-кератофировой [10, 11, 30], либо к кератофир-порфиритовой [10, 12, 30], либо к андезит-дацитовой [24, 43] формациям. Однако, согласно имеющимся в настоящее время данным, в разрезе среднеюрских вулканогенных образований резко преобладающая часть сложена андезитами, почему и правильнее именовать эту формацию андезитовой. Характерной особенностью химизма пород этой формации является их известково-щелочной характер с несколько пониженной, натриевой щелочностью.

Плагиолипаритовая субформация. Особенно широко эта субформация распространена в пределах Шамшадинского, менее — Алавердского и Кафанского антиклинориев. Становление ее отвечает периодам воздымания и предшествует предкелловейской фазе складчатости. Характерной особенностью этой субформации является кислый состав слагающих ее пород с резко выраженной натриевой щелочностью — плагиолипариты, кв. дациты (потоки, субвулканические, дайковые образования и их пирокласты).

Плагиогранитная формация. Формирование ее приурочено к предкелловейской фазе складчатости. В состав формации входят многофазные (1. плагиограниты; 2. плагио-

гранит-порфиры; 3. граниты)* интрузивы Шамшадинской группы, Ахпатский массив, а также интрузивы плагиогранитов Цахкуняцкого горст-антиклинория. При совместном маршруте одного из авторов (Р. Л. Мелконян) с Г. П. Багдасаряном в 1965 г. в Шамшадинском районе было обнаружено самостоятельное тело габброидов, которое, как и выходы габброидов в Алавердском рудном районе (Кацоцк), в пределах Цахкуняцкого блока, по-видимому, являются ранней фазой отмеченных интрузивов.

Характерной особенностью пород этой формации является их кислый состав с резко проявленной натриевой щелочностью, причем даже наиболее поздние дифференциаты—«граниты», четко отличаются от гранитов других формаций пониженным содержанием окиси калия. Следует отметить, что в пределах тех же структур плагиограниты обычно тесно ассоциированы с плагиолипаритами, кв. дацитами и, по-видимому, образуют с ними единую генетически связанную серию [18].

б) Верхнеюрско-нижнемеловые магматические формации

Как общую особенность становления магматических формаций этого возраста следует отметить разновременность формирования однотипных формаций в различных частях Сомхето-Кафанского прогиба.

Андезит-дацитовая формация. После слабого дифференцированного прогибания (келловей) в северо-западной части прогиба (междуречье Дебед-Агстев) в субаэральных условиях, в оксфорде происходит формирование вулканогенной толщи, представленной диабазами, андезитами, дацитами и их пирокластами, среди которых преобладают разности дацитового состава.

Юго-восточнее (Шамшадинский антиклинорий) вулканогенно-обломочная свита (артаминская) преимущественно андезитового состава формируется уже в неокоме.

В пределах Кафанского антиклинория толщи примерно того же состава формируются в лузитан-кимеридже, постепенно сменяясь в неокоме вулканогенно-осадочными фациями титон-ср. валанжина (тапасарская свита). Новая активизация вулканических процессов, сопровождающаяся формированием андезитов и их пирокластов, наблюдается в в. апте.

Липаритовая субформация. Проявлена в виде многочисленных субвулканических образований представленных альбитизированными, преимущественно натриевыми липаритами. В связи с неодновременностью геоантиклинального воздымания липаритовая субформация на различных участках формируется в значительном диапазоне времени, начиная от верхней юры на участках ранней консолидации—Алавердский антиклинорий, до конца нижнего мела—Кафанский антиклинорий.

Диоритовая формация. Представлена многофазными (1. кв. диориты; 2. лейкокрастовые граниты; реже 3. тронджемиты) массивами, внедрение которых ввиду волнообразного характера консолидации, растянуто от неокома (Шнох-Кохбский, Такарлинский, Анкаванский интрузивы) до посленеоком-предверхнемелового времени (Цавский интрузив). В отмеченных интрузивах широко проявлены процессы гибридизма и ассимиляции, сопровождающиеся появлением в эндоконтактных зонах более основных типов пород (габбро, габбро-диориты, диориты). Согласно классификации Ю. А. Кузнецова [27] отмеченные интрузивы относятся к более широкой габбро-диорит-гранодиоритовой формации, однако, учитывая резкое преобладание кв. диоритов (биотитовые, биотит-роговообманковые), нам представляется более целесообразным выделить диоритовую формацию, характерной для заключительных этапов раннегеосинклинальной мегастадии.

2. Позднегеосинклинальные магматические формации

Начало позднегеосинклинальной мегастадии—альб-верхнемеловая стадия, характеризуется существенной перестройкой структурного пла-

* В отличие от Г. А. Казаряна и З. О. Чибухчяна (Геология Армянской ССР, т. III, 1966), С. И. Баласанян выделяет также фазу порфировидных плагиогранитов.

на, расчленением по древним расколам фундамента на отдельные блоки, характеризующиеся различным геотектоническим режимом. В это же время вдоль региональных продольных и вновь активизированных поперечных разломов происходит заложение наложенных (вторичных) прогибов—Севано-Акеринского, Вединского, Иджеванского, Таузского, характеризующихся определенной самостоятельностью в ходе развития структур, а также в характере и эволюции вулканических (преобладающих) процессов. Некоторые из отмеченных прогибов, по-видимому, были заложены еще в неокоме и непрерывно развивались далее в палеогене. Общей особенностью магматизма альб-верхнемелового времени, по А. Х. Мнацаканян [37], является островной характер вулканизма и проявление первичной базальтовой магмы, развивающейся в виде двух линий—спилит-диабазовой (Акеринский, Вединский прогибы) и оливиновой базальт-андезит-липаритовой (Таузский, Иджеванский, Срабердский прогибы). Формирование спилит-диабазовой и комагматичной с ней габбро-диабазовой формаций приурочено к периодам кратковременного интенсивного погружения в наложенных прогибах вдоль глубинных разломов (Амасия-Севано-Акеринский, Араксинский) или внутри устойчивых областей. Базальт-андезитовая формация с липаритовой субформацией характерна исключительно для поперечных структур (Иджеванский, Таузский, Срабердский и др. прогибы) с относительно неглубоко залегающим складчатым субстратом. Интрузивные формации представлены гипербазитовой, габбро-пироксенитовой, габбро-диабазовой и габбро-диоритовой, причем первые из них, будучи расположенными в зонах глубинных разломов, в пространстве часто совмещены друг с другом. Вопрос о масштабах гранитоидного магматизма верхнемелового возраста нельзя считать окончательно решенным, однако, имеющиеся в настоящее время радиологические данные [7], указывают на их довольно широкое развитие, в частности, в пределах Цахкуняцкого горст-антиклинария (Арзакан-Бжнинский массив мигматит-гранитов, Такарлинский интрузив).

В предпалеогеновое время большинство верхнемеловых вулканических прогибов либо замыкается, либо, как и на других участках, происходит усиление темпов погружения, достигающее максимума в нижне-среднеэоценовое время—вторая стадия позднегеосинклинальной мегастадии. Начало этой стадии соответствует дат-палеоцену, когда в процессы погружения вовлекаются обширные области Армянской геоантиклинали, участки более ранней консолидации и происходит заложение новых или дальнейшее разрастание существующих прогибов и дробление фундамента. В палеогеновых прогибах более отчетливо, чем в меловых, выявляется кратковременность их развития, от заложения до инверсии, и как следствие—повышенная интенсивность и тесная временная сближенность эффузивного и интрузивного магматизма, отделенных мощной фазой складчатости. Наиболее интенсивный вулканизм сосредотачивается в пределах Аджаро-Триалетской, Севано-Ширакской, Кельбад-

жарской геосинклиналей, разделенных поперечными разломами на отдельные прогибы, и развивающихся в сходных условиях—вдоль крупных разломов. Расположение их между относительно жесткими блоками определило ярко проявленный линейный характер структур. В тех случаях, когда прогибы, в пределах Центральной складчатой Армянской и Сомхето-Кафанской зон, развиваются на относительно жестком и менее мобильном фундаменте (Айоцдзорский, Ордубадский, Лалварский и др.), они характеризуются относительно слабо проявленным вулканизмом и несколько иной историей развития [20]. Отмеченная выше волнообразность развития структур и магматизма—с северо-запада на юго-восток—сохраняется и для ниже-среднеэоценовой стадии.

Магматизм этой стадии четко различается от специфического магматизма альб-верхнемеловой стадии и характеризуется резко выраженным известково-щелочным химизмом, заметной дифференцированностью эффузивных (андезит-дацит-липарит) и интрузивных (габбро-диорит-гранодиорит) серий (формаций).

В зависимости от конкретных тектонических условий и структуры субстрата, в нижнем эоцене наблюдаются две линии развития андезитовой формации: андезитовая—вдоль разломов, в связи с локальными прогибаниями мобильных участков (Айоцдзор-Ордубадский прогиб [12, 36]) и дацит-липаритовая—в блоках повышенной жесткости на границе с Сомхетской глыбой (северо-западная часть Севано-Ширакского прогиба).

В среднем эоцене происходит миграция вулканической активности в центральные части палеогеновой геосинклинали и формирование андезитовой формации и липаритовой субформации. Становление аналогичных формаций наблюдается также в пределах пограничных, ранее консолидированных структур (Лалварский синклиниорий), причем формирование липаритовой субформации связано с тенденциями геосинклинального воздымания.

В связи с предверхнеэоценовой складчатостью происходит формирование габбро-диорит-гранодиоритовой формации, причем наблюдается определенная приуроченность интрузивов к крыльям антиклинальных и синклинальных структур и к зонам центральных поднятий (Базумский, Головинский, Хндзорутский и др. массивы).

а) Верхнемеловые магматические формации

Спилит-диабазовая и габбро-диабазовая формации. Распространены в пределах наложенных прогибов—Вединского, Акеринского. В составе вулканогенно-обломочных толщ верхнего мела становление спилит-диабазовой формации приурочено к сравнительно узкому промежутку времени—в турон-коньяк. Слагающие эту формацию породы представлены диабазами, спилитами, афировыми андезито-базальтами и андезитами.

Тесно связанная пространственно со спилит-диабазовой и комагматичная с ней интрузивная габбро-диабазовая формация включает небольшие пластовые тела габбро-диабазов, диабазов, диоритов.

Гипербазитовая формация. Вопрос о возрасте, формационной принадлежности и

положении интрузивов, входящих в офиолитовый пояс, является дискуссионным. В настоящее время существуют мнения об их эоценовом [1, 42] и верхнемеловом [4, 15, 22, 31, 44] возрасте, причем более обоснованным считается их верхнемеловой возраст, точнее досенонский (в. юра—низы в. мела) [31].

В зависимости от тектонического режима отдельных меловых прогибов, «внедрение» гипербазитов происходит в различное время (в пределах J_3 — Cg_2), причем в каждом конкретном случае оно бывает приурочено к моментам их максимального прогибания в связи с наибольшим проникновением глубинных разломов. «Внедрение» гипербазитов Амасия-Севано-Акеринского пояса происходило, возможно, в период одновременного интенсивного погружения Севано-Акеринского геосинклинального прогиба и воздымания Сомхето-Кафанского тектонического комплекса вдоль зоны глубинного разлома. Однако, не исключается, что «внедрение» гипербазитов может быть связано также с периодами максимального прогибания (J_2) первичной эвгеосинклинали, тем более, что в пределах Внутреннего Понта доказывается их триас-юрский возраст [25].

Перемещение гипербазитов в верхние структурные ярусы (вплоть до миоцена) обязано повторным активизациям глубинного разлома [31].

В составе офиолитового пояса выделяются две ассоциации основных и ультраосновных пород [41], которые можно отнести к двум самостоятельным формациям—гипербазитовой и пироксенит-габбровой (более молодой), однако некоторыми исследователями они рассматриваются в составе единой габбро-перидотитовой формации [1].

Гипербазитовая формация представлена однофазными недифференцированными массивами гарцбургитов, верлитов, лерцолитов, обычно интенсивно серпентинизированных.

Пироксенит-габбровая формация. Размещение ее в зонах активизации глубинных разломов (Севано-Акеринский, Араксинский) ведет к тесному пространственному совмещению с гипербазитами. В состав формации входят основные, ультраосновные породы габброидной линии, представленные габбро, пироксенитами, дунитами, кв. диоритами, плагиогранитами, которые слагают дифференцированные многофазные массивы. Отмечаемая многими исследователями связь пород габброидной линии со спилит-диабазовой формацией в определенной степени выдерживается, однако, говорить об их генетической связи несколько затруднительно. Что же касается эффузивных аналогов этой формации то, судя по имеющимся данным и по другим регионам [27], они отсутствуют.

Базальт-андезитовая формация. Распространена исключительно в пределах поперечных структур (Иджеванский, Таузский, Срабердский и др. прогибы). Возрастные пределы ее колеблются от верхнего турона до верхнего сантона. Характерной особенностью этой формации является широкое развитие основных разностей—от оливиновых базальтов (следует особо отметить) до андезитов, а также различных пирокластов средне-основного состава [37].

Липаритовая субформация. В заключительную фазу верхнемелового вулканизма (в. сантон-н. кампан) на участках воздымания, в связи с замыканием вышеуказанных поперечных прогибов, формируется липаритовая субформация. Слагающие субформацию породы представлены липаритами, липарито-дацитами (кварцевые, альбитовые, биотитовые, роговообманковые), химический состав которых варьирует от существенно натриевого до калиевого. Следует отметить, что одновременно на участках, не испытывающих интенсивного воздымания (Саригюхский прогиб), образуются андезиты и андезитобазальты.

Габбро-диоритовая формация. Представлена небольшими телами однофазных интрузивных тел в пределах Алавердского [4] и, возможно, Кафанского [3] антиклинориев.

б) Нижне-среднеэоценовые магматические формации

Андезитовая формация. Начальная фаза нижне-среднеэоценового магматизма проявлена локально, но довольно интенсивно. В связи с местными прогибаниями, вдоль раз-

ломов в пределах Айоцзор-Ордубадского прогиба проявляется слабо дифференцированный вулканизм преимущественно андезитового состава.

Одновременно на участках, приуроченных к зоне транскавказского поперечного поднятия, широко развиты конечные дифференциаты данной формации, представленные андезито-дацитами, дацитами, липаритами (Р. Т. Джрбашян, 1967).

Наибольшего развития андезитовый вулканизм достигает в среднем эоцене, проникая и в пределы ранее консолидированных структур. Характерной особенностью позднегеосинклинальной андезитовой формации является резкое преобладание в ее составе пород средней основности—андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты (потоки, покровы, секущие тела), распространенные, главным образом, в пределах Севано-Ширакского и Айоцзор-Ордубадского синклиналиев.

Липаритовая субформация. Распространена в зонах центральных поднятий, а также в пределах пограничных, ранее консолидированных структур (Лалварский синклинорий), представлена потоками и субвулканическими телами липаритов и липарито-дацитов нормального известково-щелочного ряда, а также пирокластами аналогичного состава.

Габбро-диоритовая формация. Представлена пластовыми согласными, штокообразными, дайкообразными телами, состав которых варьирует от габбро до гранодиоритов при преобладании разностей габбро-диоритового состава. Они в определенной степени соответствуют субинтрузивной формации Севано-Ширакской геосинклинали [35] и предбатолитовому комплексу Айоцзор-Ордубадского прогиба [19].

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация. Представлена крупными, вытянутыми, многофазными (габброиды, кв. диориты, гранодиориты, граниты) интрузивами—Лермонтовский, Геджалинский, Хндзорутский, Головинский и др., а также мелкими однофазными телами кв. диоритов, гранодиоритов. Отмеченные массивы расположены, как правило, цепочкой вдоль зоны центрального поднятия и главного разлома в пределах Севано-Ширакского синклинория; реже интрузивы, входящие в состав данной формации, (Банушский) приурочены к участкам активизированных структур, в виде поперечных поясов.

Для этой формации характерно присутствие основных и ультраосновных разностей пород (оливиновое габбро, габбро-нориты, габбро-пироксениты), широкое развитие даек основного состава (дайки II этапа) и слабое—аплитов и пегматитов.

II. Магматизм орогенного этапа

В истории направленного геотектонического развития Антикавказа с верхнего эоцена начинается качественно новый, заключительный или орогенный этап развития, охватывающий период от верхнего эоцена до антропогена. Характерным для орогенного этапа является последовательное волнообразное (с северо-запада на юго-восток) замыкание (в связи с предверхнеэоценовой и предолигоценовой фазами складчатости), наложенных прогибов (Севано-Ширакский и Айоцзор-Ордубадский), формирование крупных складчато-глыбовых сооружений, испытывающих постепенное дифференцированное поднятие. По периферии воздымающихся блоков, в связи с компенсированным характером вертикальных движений, появляются стабилизированные блоки, возникают межгорные и краевые впадины и депрессии (Приараксинская, Среднеараксинская, Ленинанканская, Севанская и др.), в которых происходит формирование моласс.

Орогенный этап развития Антикавказа и, в частности, в пределах Армянской ССР, отчетливо подразделяется на две мегастадии [16, 33, 39 и др].

Раннеорогенная или конечногеосинклинальная мегастадия (верхний эоцен-олигоцен) характеризуется, с одной стороны существованием и развитием остаточных и краевых прогибов, а с другой—вовлечением альпийских складчатых областей в процессы локального горообразования и поднятий. Раннеорогенная мегастадия является по существу «батолитовой» с мощно проявленным магматизмом, приводящим к «омертвлению» и стабилизации геосинклинали, после которого область вступает в стадию мощного блоково-глыбового воздымания (олигоцен-антропоген).

Позднеорогенная мегастадия (нижний миоцен-антропоген) характеризуется продолжением глыбово-блокового воздымания, замыканием остаточных прогибов и возникновением горных цепей, межгорных впадин и депрессий. Позднеорогенная мегастадия подразделяется на две стадии—верхнеолигоцен-верхнемиоценовую и верхнемиоцен-нижнеплиоценовую [19].

Отличительной особенностью магматизма орогенного этапа, по сравнению с собственно геосинклинальным, является: а) резко преобладающая роль плутонизма, по сравнению с вулканизмом; б) формирование крупных батолитовых плутонов весьма пестрого состава и кислых интрузий субвулканических гранитов; в) резко преобладающий субаэральный вулканизм средне-кислого состава; г) повышенная, отчетливо калиевая щелочность как эффузивных, так и интрузивных формаций.

1. Раннеорогенные магматические формации

Раннеорогенная мегастадия завершает геосинклинальный этап развития Антикавказа и на разных его участках проявляется неодновременно. По времени она совпадает с заключительными периодами жизни вторичных палеогеновых прогибов —Севано-Ширакского (с конца среднего эоцена), Айоцзор-Ордубадского (с конца верхнего эоцена) и знаменуется существенным изменением режима геотектонического развития вслед за мощной предолигоценовой фазой складчатости. Межгорные впадины, краевые и остаточные прогибы (Памбакский, Лорийский, Амулсарский, Элпинский и др.), возникающие в связи с геоантиклинальным воздыманием, расчленяют область на отдельные блоки. Характерной особенностью магматизма раннеорогенной стадии является одновременное формирование на различных участках (блоках) двух параллельных эффузивных формаций—андезито-дацитовой и трахиандезитовой (в жестких блоках ранней консолидации) с соответствующими им во времени и пространстве интрузивными формациями—габбро-монцонит-сиенитовой (Мегри, Баргушат, Айоцзор, Ахавнадзор) и щелочно-сиенитовой субформации (Тежсар, сев. часть Такарлинского интрузива и Амзачиманский массив).

Становление андезит-дацитовой формации происходит в условиях остаточного морского режима в связи с кратковременными дифференцированными прогибаниями, в то время, как формирование трахиандези-

товой формации—в субэральных условиях в связи с деятельностью вулканов центрального типа.

С предолигоценовой фазой складчатости связано становление габбро-монцонит-сиенитовой формации и щелочно-сиенитовой субформации, причем последняя формируется вдоль Анкаванского разлома на границе с жестким блоком метаморфического субстрата.

а) Верхнеолигоцен-нижнемиоценовые магматические формации

Андезит-дацитовая формация. Распространена в центральных частях Севано-Ширакского (Лорийский прогиб) и Айоцзор-Ордубадского (Амулсарский, Ордубадский прогибы) синклинориев. Преобладающим развитием в составе пород пользуются андезиты, андезито-дациты (потски, экструзии), в меньшей степени—андезито-базальты и дациты.

Трахиандезитовая формация. В отличие от андезит-дацитовой формации, приурочена к сравнительно жестким структурам ранней консолидации вдоль глубинных (Анкавано-Сюникский) и разноориентированных разломов. Эта формация характеризуется набором пород от оливиновых базальтов до лейцитовых фонолитов [6, 26].

На смежных участках—в центральной части Севано-Ширакского синклинория, в прямой связи с тектоническими условиями, развиваются две серии, отличающиеся уровнем щелочности: 1. Субщелочная (оливиновый базальт-трахиандезит-трахилипарит; Базумский хр.); 2. Щелочная (трахиандезито-базальт-трахиандезит-трахит-лейцитовый фонолит; Памбакский хр.). С щелочной серией связаны также субвулканические тела и дайки эпилейцитовых порфиров, трахифонолитов, бостонитов, тефритов, базанитов и лампрофиров сиенитового ряда. Общей особенностью обеих серий является их четко выраженный калиевый характер повышенной щелочности.

Габбро-монцонит-сиенитовая формация. Приурочена к унаследованным региональным разломам и представлена крупными плутонами и мелкими массивами различного состава (Мегринский, Баргушатский, Айоцзорский—в пределах Айоцзор-Ордубадского синклинория; Ахавнадзорский и ряд мелких интрузий—в пределах Севано-Ширакского синклинория). Характерной особенностью этих плутонов является их весьма пестрый состав, отчетливо выраженные процессы гибридизма, магматического замещения и метасоматоза, постоянно высокая калиевая щелочность и глиноземистость [19, 36, 38]. Для интрузивов этой формации характерна в целом однотипная последовательность внедрения интрузивных фаз: 1. габброиды; 2. монцониты, сиенито-диориты; 3. граносиениты, гранодиориты. Каждая из отмеченных фаз сопровождается своими субфазами и несколькими генерациями дополнительных интрузивов. Для формации в целом характерно наличие дайковых пород II этапа, представленных преимущественно габбро-порфиритами, диоритами, лампрофирами.

Щелочно-сиенитовая субформация. К ней относится Тежсарский вулкано-плутонический комплекс, представляющий собой яркий пример интрузии центрального типа, характеризующийся наличием кольцевых и конических структур и концентрически-зональным строением [6, 26]. Преобладающими типами пород являются нефелиновые, псевдолейцитовые, щелочные и кварцевые сиениты, реже монцониты, сиениты (Бундукский массив).

Более поздней фазой предолигоценового интрузивного комплекса являются порфировидные и среднезернистые граносиениты, лейкократовые граниты (Амзачиманский массив, интрузивные тела северной части Такарлинского и северо-западной части Анкаванского массивов).

Субформация в целом характеризуется широким развитием кислых щелочных пород с повышенной калиевой щелочностью при отсутствии основных разностей.

2. Позднеорогенные магматические формации

Начало данной стадии (верхний олигоцен) характеризуется мощным глыбовым воздыманием складчатых сооружений по всей области и ликвидацией остаточных прогибов. В результате дальнейшего раскалывания складчатых сооружений и активизации преимущественно «поперечных» разломов формируются межгорные впадины и депрессии.

Рассматривая магматизм позднеорогенной стадии, следует подчеркнуть его специфический «послебатолитовый» характер (субсеквентный, по терминологии Штилле), с отчетливой повышенной кремнекислотностью и калиевой щелочностью.

На фоне общего глыбового воздымания области, в пределах блоков с большой амплитудой вертикальных перемещений формируются гипабиссальные и приповерхностные субвулканические интрузивы порфировидных гранитов (Вохчинский, Казанличский, Прошибердский, Мисханский и др.); в пределах блоков с относительно замедленным темпом поднятий и меньшей амплитудой вертикальных движений, в наземных условиях, формируются синхронные эффузивно-экструзивные комплексы липаритовой формации.

В течение верхнемиоцен-нижнеплиоценовой стадии, в ходе продолжающегося блокового воздымания, происходит смена липаритовой формации более основными формациями—андезито-дацитовой (в более приподнятых блоках—Цахкуняцкий, Сюникский и др.) и трахиандезитовой (в жестких слабо воздымающихся блоках—Гегамский, Варденисский, зап. Айоцдзорский).

а) Верхнеолигоцен-нижнемиоценовые магматические формации

Липаритовая формация. Представлена в виде комплекса эффузивных, субвулканических и эксплозивных образований, представленных санидиновыми трахилипаритами, липаритами, липарито-дацитами и дацитами (элпинский комплекс) [19, 23, 40]; верхи амулсарской свиты, низы басаргечарской свиты [Л. С. Меликян, 1967].

Формация субвулканических гранитов. Эта формация является интрузивным эквивалентом липаритовой формации [19] и обычно приурочена к зонам молодых и омоложенных разломов. Интрузивы этой формации (Вохчинский, Казанличский, Мисханский и, по данным Г. А. Казаряна—Прошибердский, Газминский) представлены многократными (субфазы и дополнительные интрузивы) массивами порфировидных гранитов, лейкократовых гранитов и гранодиоритов. Они характеризуются слабо выраженными явлениями контаминации, порфировидным обликом, анхизвтектическим составом, повышенной калиевой щелочностью, широко проявленными процессами калиевого метасоматоза, а также наличием «поясов» многочисленных даек кислого состава, нередко нескольких генераций.

б) Верхнемиоцен-нижнеплиоценовые магматические формации

Андезито-дацитовая и трахиандезитовая формации. Представляют собой специфические эффузивно-субвулканические серии, с подчиненным развитием при поверхностных интрузивных образований аналогичного состава. В зависимости от темпов вертикальных движений и глубины заложения возникающих разломов, в пределах различных блоков, почти одновременно формируются различные члены андезито-дацитовой формации: более кислые разновидности—потоки дацитов, липарито-дацитов, реже андезито-дацитов—в наиболее приподнятых блоках (Цахкуняцкий, Сюникский и др.), более ос-

новные—в виде экстрוזий, реже интрузий, сфенолитов и пластовых тел андезитов, андезито-дацитов, долеритов, в блоках с относительно замедленными темпами воздымания (Нахичеванская впадина, центральная полоса Айоцдзор-Ордубадского синклинория) [12].

Формирование трахиандезитовой формации, представленной породами повышенной щелочности—щелочные базальтоиды, трахиандезиты и др., приурочено к наиболее жестким блокам (Гегамское, Варденисское нагорья, западный Айоцдзор).

З а к л ю ч е н и е

Приведенный выше формационный анализ магматических ассоциаций Армянской ССР (табл. 1) позволяет вкратце коснуться некоторых аспектов взаимосвязи тектоники, магматизма и их эволюции во времени и в пространстве.

1. В ходе геотектонического развития территории Арм. ССР устанавливается отчетливо выраженная связь между развитием различных типов глубинных разломов и эволюцией магматической деятельности. Глубинные разломы, являясь зонами высокой магматической пропускной способности, фиксируют различные типы магматических формаций и создают своеобразную поясовую тектоно-магматическую зональность. При этом, в ходе стадийного развития отдельных структур, глубинные разломы, проявляя длительный унаследованный характер развития, мигрируют из пределов мантии в гранитно-метаморфическую кору, проникая вновь на большие глубины в заключительные фазы позднеорогенной мегастадии.

2. Выявляется связь магматизма с типами и этапами развития структур, особенно четко проявляющаяся в эволюции магматизма в связи со стадийностью развития структур, соответствующей периодам прогибания, складчатости и инверсии. При переходе от периодов прогибания к складчатости и замыканию прогибов, наблюдается смена базальт-андезитовых и андезитовых формаций липаритовыми субформациями. Более резко эта смена выражена в интрузивных формациях.

3. Синхронность фаз складчатости и магматических комплексов обусловлена едиными глубинными факторами, однако подразделение интрузивных комплексов в отношении к фазам складчатости (в том числе и к главной), в достаточной степени условно, т. к. большинство интрузивных комплексов размещены и прорывают почти разновозрастные, собранные в складки вулканогенные толщи.

4. Характерные для тектонического строения территории Арм. ССР зоны поперечных поднятий, представляющие «погребенные» системы глубинных разломов, фиксируются отчетливой приуроченностью липаритового и оливиново-базальтового вулканизма позднегеосинклинальной и, особенно отчетливо, позднеорогенной мегастадий.

5. Как результат блокового строения доальпийского субстрата и развития на неоднородном основании альпийских геосинклинальных прогибов, от собственно геосинклинального этапа к орогенному, происходит прогрессивное расчленение территории Антикавказа на более мелкие структурные единицы-блоки, обусловленное раскалыванием его субстрата и формированием разломов.

6. Рассматривая вопрос о соотношении эффузивных и интрузивных формаций, в свете проблемы вулкано-плутонических ассоциаций (формаций), необходимо отметить, что типичные вулкано-плутонические ассоциации возникают на ранних стадиях геосинклинального этапа развития (плагиолипарит-плагиогранитная формация) и поздней стадии орогенного этапа (трахиандезит-сиенитовая, липарит-гранитная формация) и, как правило, связаны с кислой, реже щелочной магмами. Становление их происходит в особых условиях единства тектонического режима, когда процессы вулканизма и плутонизма почти одновременны и тесно связаны единством очага и исходной магмы, со строгим параллелизмом в объемах и вещественном составе.

7. Формационный анализ магматических комплексов альпийского тектоно-магматического цикла показывает поступательный, направленный и необратимый характер эволюции магматической деятельности и тектоники.

Появление кислой липаритовой магмы как в собственно геосинклинальный, так и в орогенный этапы связано с периодами геоантиклинального и блоково-глыбового воздымания. В геосинклинальный этап появление кислой магмы является продолжением линии развития андезитовой и базальт-андезитовой формаций в виде липаритовой субформации. В позднеорогенную стадию отмечается проявление самостоятельной палингенной кислой магмы, с которой тесно связана нижнеиоценовая формация субвулканических порфировидных гранитов. Кислые магмы интрузивов в геосинклинальные и раннеорогенную мегастадии возникают, вероятно, в результате сплошного плавления субстрата («гибридная»), а в позднеорогенную мегастадию—вследствие эвтектического плавления субстрата.

8. Наиболее общей «сквозной» особенностью химизма магматических формаций является их повышенная глиноземистость и известковистость. В то же время в ходе тектонического развития наблюдается закономерное повышение железистости и уровня щелочности, в частности, в результате непрерывного увеличения роли окиси калия, при преобладании K_2O над Na_2O .

9. Наблюдается комплексный характер геохимической и металлогенической специализации в различные стадии геосинклинального развития. Устанавливается «сквозной» характер металлогенической специализации на Cu, «унаследованный» тип специализации формаций различных этапов развития на Pb, Zn, Fe, Ag, Au и наконец, «локальная» металлогеническая специализация отдельных орогенных формаций на определенные металлы: Mo, W, As, Sb, Hg, TR, Nb, Al, Ga, B, Bi, Th, что связано с особенностями вещественного состава участков магмаобразования.

Авторы признательны чл.-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриеляну и Г. П. Багдасаряну за обсуждение статьи и ряд ценных замечаний.

Ռ. Տ. ԶՐԲԱՇՅԱՆ, Բ. Մ. ՄԵԼԻՔՍԵՅԱՆ, Ռ. Լ. ՄԵԼՔՈՆՅԱՆ

ԱԼՊԻԱԿԱՆ ՏԵԿՏՈՆԱ-ՄԱԳՄԱՏԻԿ ՑԻԿԼԻ (ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ)
ՄԱԳՄԱՏԻԿ ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայկական ՍՍՀ սահմաններում երկրակեղևի տեկտոնական զարգացման պարբերացնացման հիման վրա, հեղինակները կատարել են էֆուզիվ և ինտրուզիվ կոմպլեքսների տիպայնացում ֆորմացիոն անալիզի եղանակով: Նշված պարբերացումը հիմնված է Ա. Հ. Գաբրիելյանի կողմից առանձնացված տեկտոնական միավորների վրա (հարկեր և ենթահարկեր), որոնք բնորոշ են որոշակի տեկտոնական կոմպլեքսների համար: Մարզի զարգացման պատմության մեջ առանձնացվում են 2 փուլ՝ բուն գեոսինկլինալային ($J_1 - Pg_2^2$) և լեռնակազմական ($Pg_2^2 - Q$), որոնցից յուրաքանչյուրը ստորաբաժանվում է մեզաստադիանների:

Կախված գեոսինկլինալային ստրուկտուրաների տիպից և զարգացման տեկտոնական պայմաններից ձևավորվում են էֆուզիվ և ինտրուզիվ ֆորմացիաների որոշակի տիպեր՝ որոշակի մետաղագենիկ մասնագիտացմամբ (աղյուսակ № 1):

Հոդվածում քննարկվում են նաև տեկտոնիկայի և մագմատիզմի փոխադարձ կապի որոշ տեսակետներ, ինչպես և ալպիական տեկտոնա-մագմատիկ ցիկլի մագմատիզմի զարգացման առանձնահատկությունները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
2. Азарян Н. Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1963.
3. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд. АН Арм. ССР, 1962.
4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.
5. Багдасарян Г. П. О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Армении. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 8, 1950.
6. Багдасарян Г. П. Щелочные горные породы центральной части Армянской ССР. В сб. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, 1962.
7. Багдасарян Г. П. О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений. В сб. «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения». Изд. «Наука», 1966.
8. Багдасарян Г. П., Ширинян К. Г. К генезису изверженных горных пород на примере изучения глубинного и эффузивного магматизма Армении. В сб. «Проблемы магмы и генезис изверженных горных пород». Изд. АН СССР, 1963.
9. Баласанян С. И. К вопросу о происхождении гранитоидов (на примере Армянской ССР). Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 1—2, 1966.
10. Вардапетян Б. С. Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1965.
11. Габриелян А. А. Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. «Изв. АН Арм. ССР», физ.-мат., естеств. и техн. науки, т. IX, № 2, 1956.

12. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изв. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
13. Габриелян А. А. Эффузивный вулканизм и тектоника. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., т. XIII, № 6, 1960.
14. Габриелян А. А. Интрузивный вулканизм и тектоника. ДАН Арм. ССР, т. XXXIII, № 2, 1961.
15. Габриелян А. А. Магматизм и тектоника. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1964.
16. Габриелян А. А. Тектоническое строение Антикавказа (Малый Кавказ). XXII сессия межд. геол. конгр., докл. сов. геол., проблема 11. Изд. «Недра», 1964.
17. Габриелян А. А. Тектоническая карта Армянской ССР. Геотектоника, № 4, 1966.
18. Григорян Г. О. О генетической взаимосвязи кварцевых плагиопорфиров и плагио-гранитов в Шамшадине. «Уч. зап. Ер. Гос. Ун-т», сер. геол.-геогр. н. т. 99, 1965.
19. Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, №№ 3—4, 5, 1965.
20. Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П., Остроумова А. С., Фаворская М. А. Некоторые особенности развития палеогенового вулканизма Армении. В сб. «Вопросы геологии Кавказа». Изд. АН Арм. ССР, 1964.
21. Дзоценидзе Г. С. Проблема связи вулканизма с тектоникой на примере Кавказа. XXII сессия межд. геол. конгр., докл. сов. геол., проблема 11. Изд. «Недра», 1964.
22. Егоян В. Л. Верхнемеловой вулканизм и ультраосновные интрузии восточной части Малого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, № 6, 1963.
23. Исаакян С. А. Геолого-петрографическая характеристика плиоценовых экстрוזий Мегринского района Армянской ССР. Научн. тр. ЕГУ, т. 59, 1957.
24. Казарян Г. А. Магматические комплексы Алавердского рудного района. Автореф. канд. дисс., Москва, 1962.
25. Казьмин В. Г. Место офиолитовой формации в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы. Геотектоника, № 3, 1966.
26. Котляр В. Н. Памбак. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
27. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», 1964.
28. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. X, № 4, 1957.
29. Малхасян Э. Г. Основные черты юрского вулканизма Армении. В сб. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, 1962.
30. Малхасян Э. Г. Развитие вулканической деятельности и основные петрохимические особенности вулканогенных образований Алавердского рудного района. В сб. «Вопросы геологии Кавказа». Изд. АН Арм. ССР, 1964.
31. Меликян Л. С., Паланджян С. А., Чибухчян З. О., Вартазарян Ж. С. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, И 1—2, 1967.
32. Мелконян Р. Л. К вопросу о генезисе плагиогранитов и тронд'емитов (на примере Алавердского района). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 6, 1965.
33. Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектоники и магматизма орогенного этапа развития Альпийского геосинклинального пояса Юго-Восточной Европы и Юго-Западной Азии. XXII сессия межд. геол. конгр., докл. сов. геол., проблема 11. Изд. «Недра», 1964.
34. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, Москва, 1963.
35. Мкртчян К. А. О фазах эвгеосинклинального магматизма. В сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». Изд. «Наука», 1961.
36. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1958.

37. Мнацаканян А. Х. Меловые вулканические серии Северной Армении и связанное с ними минералообразование. Автореф. канд. дисс., Ереван, 1964.
38. Мовсисян С. А. Интрузии центральной части Зангезурского (Конгуро-Алангезского) хребта и связанные с ними полезные ископаемые. Изд. АН Арм. ССР, 1953.
39. Муратов М. В. Типы геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области, их взаимоотношения и развитие. Тр. ГИН, вып. 92, 1963.
40. Остроумова А. С., Румянцева Н. А. Вулканические щелочные формации складчатых областей. Изд. «Недра», 1967.
41. Паланджян С. А. К геологии ультраосновных и основных интрузивных пород северо-восточного побережья оз. Севан. Изд. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 1, 1965.
42. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
43. Сопко П. Ф. Развитие вулканизма Северной Армении в мезозойское и палеогеновое время и связь с ним колчеданного оруденения. В сб. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, 1962.
44. Татевосян Т. Ш. К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2, 1950.
45. Чибухчян З. О. Некоторые итоги определения абсолютного возраста интрузивных комплексов дисперсионным методом (на примере интрузивов Центральной складчатой зоны Армении). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1966.
46. Шейнманн Ю. М. Магмы и геосинклинальный процесс. В сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». Изд. «Наука», 1964.
47. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1966.

Г. А. КАЗАРЯН, А. Г. КУЮМДЖЯН, З. О. ЧИБУХЧЯН

О ВОЗРАСТНОМ РАСЧЛЕНЕНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ВАРДЕНИССКОГО НАГОРЬЯ

Широко распространенные в Центральной Армении верхнетретичные магматические породы в последние годы являются объектом полемики относительно как общего, так и частного стратиграфического положения каждого члена этого сложного комплекса.

В настоящей статье авторы делают попытку выяснить вопросы взаимоотношения эффузивной и интрузивной деятельности в пределах исследованной ими территории, вскрыть различные стороны закономерностей, которыми в той или иной мере обусловлены проявления различных фаций магматизма, их взаимообусловленность, роль тектонической обстановки, где они проявляются и т. д.

Рассматриваемая территория охватывает южную часть бассейна оз. Севан и правобережье бассейна р. Арпа, где Варденисское нагорье занимает центральное положение.

В общегеологическом плане область занимает центральную часть Складчатой зоны Армении по К. Н. Паффенгольцу, Мисхано-Зангезурской по А. Т. Асланяну или же зону среднеальпийской складчатости по А. А. Габриеляну.

По А. А. Габриеляну и Л. К. Татевосян (1966) эта область приурочена к зоне центрального минимума Армении, характеризующейся интенсивными отрицательными аномалиями силы тяжести. По гравиметрическим данным устанавливается сравнительно более глубокое залегание поверхности Мохоровичича, а мощность земной коры (эффективная мощность) на этом участке составляет 52—56 км. С северо-запада и юго-востока она от участков относительных максимумов ограничивается гравиметрическими ступенями (Аджимамудов, 1957), из которых северо-восточная соответствует Севано-Акеринской, а юго-западная—южно-Зангезурской зонам глубинных разломов по схеме А. А. Габриеляна (1959, 1966).

Внутри этой области, имевшей эвгеосинклинальный тип развития, различаются ряд антиклинорий и синклинорий общекавказского простирания.

Геологический разрез рассматриваемой области следующий. На различных горизонтах палеозойских (басс. р. Воротан) и мезозойских (басс. р. Арпа) отложений трансгрессивно с угловым несогласием залегают вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования нижнего и среднего эоцена. Интенсивно развитые в начале разреза нижнетретичных отложений лавы и вулканогенно-обломочные породы преимуще-

ственно адезитового состава, выше (в олигоцене) сменяются лавами с преобладающим участием пирокластов дацитового состава. Далее (миоцен, плиоцен) следуют лавы липарито-дацитового, липаритового составов с еще большим участием пирокластических материалов.

Наблюдаются также и фациальные изменения: если для нижней части разреза третичных образований характерными были морские условия формирования вулканогенных толщ, то после верхнего эоцена — нижнего олигоцена наступает период субареального и ареального вулканизма.

Верхнетретичные вулканогенные породы, имеющие на небольшом участке (сс. Ринд-Ахавнадзор) согласное залегание с ниже-средне-олигоценовыми глинистыми песчаниками, которые с постепенными переходами налегают на верхнеэоценовые отложения (Асланян, 1960; Вегуни, 1960), в других местах трансгрессивно налегают на нижележащие образования, в основном выступающие на юго-западном и северо-восточном флангах области.

На северо-восточном фланге области их распространения, в районе верховьев р. р. Тертер и Акера, эта толща несогласно перекрывает отложения сеномана, сантона, среднего эоцена (Кашкай и др., 1952). В этой части верхнетретичные вулканогенные образования ограничиваются полями развития мезозойских отложений соседней Сомхето-Карабахской зоны.

Рассматриваемый комплекс вулканогенных пород с общей мощностью более 1,5 км впервые был расчленен К. Н. Паффенгольцем (1938), выделившим в основном две толщи: ниже-среднеолигоценовую и выше-олигоценовую, относя к миоцену лишь горисскую, а к плиоцену — ишхансарскую свиты.

В последующие годы некоторыми исследователями (Габриелян, 1945; Асланян, 1958; Вегуни, 1956) вообще отрицалось наличие вулканогенных образований в олигоцене центральной Армении, которым приписывался мио-плиоценовый возраст. Петрографические исследования (Исакян, 1956, 1957; Остроумова, 1962 и др.) не дали что-либо нового в стратиграфическом отношении. Выявление переслаивания фаунистически охарактеризованных ниже-среднеолигоценовых глинистых песчаников с вулканогенными образованиями вынудило А. Т. Вегуни (1960, 1966) вернуться к мнению К. Н. Паффенгольца о наличии вулканогенного олигоцена в центральной Армении.

Следует однако подчеркнуть, что вопрос возраста отдельных горизонтов рассматриваемого комплекса остается невыясненным и во многом спорным.

Геолого-петрографическая съемка, составление детальных разрезов и определение абсолютного возраста изверженных горных пород (с корреляцией по фаунистическим данным) позволили авторам предложить новую схему расчленения верхнетретичных магматических комплексов юга центральной Армении (табл. 1).

Возрастное расчленение различных фаций верхнетретичного магматизма Варденисского нагорья

Таблица 1

Эпохи	Эффузивная (субвулканическая фация)		Интрузивная фация	
	юго-западная полоса	северо-восточная полоса	центральная полоса	
Плейстоцен	Андезито-базальты		Андезито-базальты	
Плиоцен	Андезито-базальты, трахи-дациты, оливковые базальты, трахи-базальты, дациты. Липариты Переотложенные материалы нижележащих липаритов	Варденис- ская сви- та 7 ± 1 — (?) млн. лет	Андезито-базальты, дациты, андезиты, андезито-базальты Переотложенные материалы нижележащих липаритов	Басаргечар- ская свита 12—(?) млн. лет Эссекситовые габбро, кварцевые диориты, гранодиориты (Вагашенский массив)—5—6 млн. лет
Миоцен	Липариты, липарито-дациты—12—14 млн. лет; дациты, андезиты, андезито-базальты, лейцитовые трахи-базальты—16—18 млн. лет Переотложенные образования трахилипаритов. Липариты, трахилипариты, трахи-дациты и их обломочные разности	Дидванкская свита 18—14 млн. лет Гортунская свита 25—20 млн. лет	Липариты (Зод. Каракоюн)—25—23 млн. лет	Сиенито-диориты, граносиениты, порфировидные граниты (Газминская группа с Прошибердским штокм. Каялинский массив)—23—25 млн. лет
Олигоцен	Дациты, андезито-дациты и их пирокласты. Андезиты и их брекчии Песчаники, глинистые песчаники, рифовые известняки	Элпинская свита 34—27 млн. лет	Дациты, андезиты, андезито-базальты и их туфобрекчии	Кельбаджарская свита Монцониты, габбро-диориты, гранодиориты, граниты, граносиениты (Соганлинская группа, Субатан, Зейлик в АзербССР и др.)—32—38 млн. лет
В. эоцен				

Формирование верхнетретичных вулканогенных образований началось извержениями в нижнем-среднем олигоцене андезитовых лав и их пирокластов (свита нижних андезитов и их брекчий по С. А. Исаакян), в низах разреза (р-н сс. Ринд и Ахавнадзор) перемежающихся с фаунистически охарактеризованными глинистыми песчаниками и рифовыми известняками того же возраста (Асланян, 1960; Вегуни, 1960, 1966). Андезиты, представленные пироксеновыми, роговообманково-пироксеновыми и биотит-пироксеновыми разностями, в основании разреза имеют резко выраженную миндалекаменную текстуру и шарово-глыбовую отдельность, свидетельствующие об их излиянии в водной среде. Абсолютный возраст андезитов составляет 30—34 млн. лет, что соответствует нижне-среднему олигоцену.

Здесь и далее абсолютный возраст определялся методом дисперсии двупреломления (табл. 2) по плагиоклазу и калиевому полевоому шпату (Чибухчян, 1963_{1,2}), а породы Вагашенского интрузива кали-аргоновым методом (табл. 3) в Лаборатории абсолютной геохронологии ИГН АН АрмССР.

Таблица 2

№ обр.	Наименование породы и место взятия	Минерал	K ₂ O	Возраст в млн. лет
1	2	3	4	5
Элпинская свита				
1205а	Андезитовый порфирит, сев. окраина с. Ринд	Плагиоклаз	164,1	33—34
1206а	Андезитовый порфирит роговообманковый, вост. окраина с. Ринд.	.	163,0	29 } 32±3
1206а	»	.	164,5	
939	Андезитовый порфирит, в 1,5 км к западу от с. Ахавнадзор	.	163,5	31
1205д	Дацит, сев. окраина с. Ринд	.	163,2	30
1131в	Дацит, в 1,3 км к ССВ от с. Элпин	.	163,8	32
11486	Дацит, 1,5 км к югу от с. Гешин	.	164,0	33
11486	»	.	164,0	33 } 31±2
11486	»	.	162,5	
11336	Дацит, в 2 км к СВ от с. Элпин	.	162,5	

Гортунская свита

7а	Санидиновый трахилипарит, в 2 км к западу от с. Гортун	Плагиоклаз	162,0	24
1139	Санидиновый трахилипарит, лев. борт ущелья р. Элпин в 2 км к СЗ от с. Элпин	Калишпат	131,7 / 137,5	22—23
1144	Санидиновый трахилипарит, р-н развалин с. Варданес	Плагиоклаз	161,9	
1209г/2	Санидиновый трахилипарит, обломок в «белесоватой свите», в 1 км к ССВ от с. Биралу	.	161,7	23
1021а	Липарит, коч. Нариманлу (по р. Краакоюн)	.	161,3	21 } 23±2
1021а	»	.	162,1	
948а	Липарит, в 1 км к СЗ от с. Гортун	.	161,4	22
9466	Трахилипарит, в 1 км к западу от с. Гортун	.	161,0	20—21

Продолж. табл. 2

1	2	3	4	5
Дидванкская свита				
1152a	Дацит, в 1,5 км к югу от с. Гешин (вершина г. Тохлу)	Плагноклаз	161,2	21
12106	Дацит, в 1 км к ВСВ от с. Биралу	.	160,0	16
12106	"	.	161,0	20
12116	Андезит, в 1,3 км к ВСВ от с. Биралу	.	160,1	16
11376	Трахибазальт, водораздел рр. Элпин и Айгирчи	.	160,2	16—17
942	Лейцитовый трахибазальт (дайка), в 0,5 км к северу от с. Гортун	.	160,2	16—17
11346	Липарит, вост. склон г. Дидванк	.	160,0	16
11346	"	.	159,3	13
1168a	Липарит, обломск из «белесоватой свиты» р-на с. Джерманис	.	159,3	13
1168a	"	.	159,8	15
1141a	Дацитовый порфир (дайка), в 0,8 км к СЗ от развалин с. Варданес	.	160,0	16
1141a	"	.	161,0	20
1143a	Дацитовый порфир (дайка), р-н развалин с. Варданес	.	160,5	18

Варденисская и басаргечарская свиты

9796	Андезит, р-н с. Сарыягуб	Плагноклаз	159,2	12—13
1166	Андезит, водораздел верховьев рр. Веди и Айгирчи (р-н с. Джерманис)	.	157,8	7
1166	"	.	159,3	12—13
11366	Липарито-дацит, водораздел рр. Элпин и Айгирчи	.	158,6	10
980	Трахидацит, в 2 км к югу от с. Сарыягуб	.	158,7	10
963в	Трахидацит, в 1 км к югу от с. Мартуни	.	158,2	8
963в	"	.	157,6	6
79a	Липарит, р-н кочевки Азизнер	.	157,8	6
79a	"	.	158,2	8

Верхнеэоцен-олигоценый интрузивный комплекс

4366	Гранодиорит, Соганлинский массив, в 3,5 км к ССВ от с. Гетикванк	Плагноклаз	165,1	38
911a	Сиенито-диорит, Зейликский массив, запад. окраина с. Зейлик Азерб. ССР	.	164,9	37
605	Гранодиорит, Субатанский массив, в 1 км к югу от с. Субатан	.	163,8	32
605	"	Калипшат	142,4	32
664	Монцонит, Субатанский массив, в 0,5 км к западу от с. Субатан	.	182	
		.	146,2	33—34
		.	194	

Продолж. табл. 2

1	2	3	4	5
Миоценовый интрузивный комплекс				
901a	Гранодиорит, Газминский массив, в 3,3 км к северу от с. Вернашен	Плагноклаз	162,2	25
899	Гранит порфировидный, Прошибердский выход, р-н развалин крепости Прошиберд	.	161,7	23
12236	Граносиенит, Каялинский массив	.	162,4	26-27
11236	.	.	162,1	24-25
				25,5 ±1,5

Таблица 3

Номер обр.	Наименование породы и место взятия	K, ‰	K ⁴⁰ .10 ⁻⁶ г/г	Ar ⁴⁰ , ‰	Ar ⁴⁰ .10 ⁻⁶ , см ³ /г	Ar ⁴⁰ .10 ⁻⁹ г/г	Ar ⁴⁰ /K ⁴⁰ . 10 ⁻³	Возраст в млн. лет	Среднее значение
638	Габбро эссекситовое, эндоконтактовая фация юго-западн. части Вагашенского массива	2,29 2,29	2,79 2,79	8,0 16,0	0,38 0,43	0,68 0,75	0,25 0,27	4,5 5,0	4,75± 0,25
863	Габбро эссекситовое, эндоконтактовая фация юго-запад. части Вагашенского массива	2,11 2,11	2,58 2,58	4,0 10,9	0,50 0,40	0,895 0,72	0,35 0,28	6,0 5,0	5,5±0,5
188a	Гранодиорит биотитовый, северо-запад. часть Вагашенского интрузива	2,85 2,85	3,48 3,48	15,0 25,1	0,54 0,64	0,97 1,15	0,28 0,33	5 6	5,5±0,5
196	Гранодиорит, главная интрузив. фация, центр. участок Вагашенского массива	2,70 2,70	3,30 3,30	5,10 18,2	0,50 0,53	0,90 0,95	0,27 0,29	5 5,4	5,2±0,2
224	Кварцевый диорит биотитовый, центр. часть Вагашенского массива	2,22 2,70	2,71 2,71	11,5 13,0	0,41 0,40	0,74 0,72	0,27 0,27	5 5	5

Выше по разрезу андезиты сменяются андезито-дацитами и дацитами с резким преобладанием обломочных разностей—туфобрекчий, туфо-конгломератов и реже туфолав. Андезито-дациты и дациты, представленные биотит-пироксеновыми, биотит-роговообманково-пироксеновыми, биотитовыми разностями, имеют абсолютный возраст в 27—31 млн. лет. Весь этот комплекс андезитов, андезито-дацитов и дацитов с их пирокластическими аналогами, выделенный нами в элпинскую свиту, как в северо-западном, так и в юго-восточном направлении резко сокращается и выпадает из разреза. Например, в районе с. Биралу непосредственно на глинистые песчаники нижнего-среднего олигоцена налегают породы «белесоватой свиты».

Таким образом, подтверждается наличие вулканогенного олигоце-

на с абсолютным возрастом пород в 27—34 млн лет в ряде районов юга центральной Армении.

Стратиграфически выше следует комплекс санидиновых трахилипаритов, липаритов, дацитов, имеющий значительное распространение в юго-западной части области. Имея в районе предполагаемых центров извержений у сс. Гортун и Элпин максимальную мощность более 300 м, комплекс, названный нами гортунской свитой и представленный лавами с преобладающим количеством туфов и туфобрекчий, к юго-востоку и северо-западу постепенно переходит в свою переотложенную фацию, известную в литературе как «белесоватая свита». Детальный осмотр разрезом собственно «белесоватой свиты» показывает, что она формировалась в период воздымания региона в различных условиях: то в регрессивном море, о чем свидетельствует большое участие карбонатного цемента (с. Биралу), то на суше или в закрытых водоемах при транспортировке материала воздушным путем, селевыми водами или в виде лахар. Породы этой «свиты» выходят за пределы распространения олигоценовых образований и трансгрессивно перекрывают нижележащие отложения. Абсолютный возраст пород гортунской свиты составляет 20—25 млн лет. Породы, относимые нами к горунской свите, Р. Х. Гукасяном и Б. М. Меликсетяном (1965) выделены в самостоятельный верхнеолигоцен-нижнемиоценовый экструзивный комплекс.

На северо-восточном фланге области, в бассейне р. Масрик, породы, соответствующие гортунской свите, выступают небольшими окнами санидиновых липаритов из-под молодых отложений в сравнительно глубоко эродированных участках рельефа (Зодское рудное поле, русло р. Каракоюн). Абсолютный возраст этих липаритов равен 23 ± 2 млн лет, что соответствует нижнему миоцену.

В юго-восточной части Варденисского хребта «белесоватая свита» перекрывается потоками дацитов, андезитов и андезито-базальтов с абсолютным возрастом 16—18 млн лет, прорванных субвулканическими телами липаритов (Дидванк) и липарито-дацитов с абсолютным возрастом 13—15 млн лет. Этот комплекс пород выделяется нами в дидванкскую свиту.

Выше отмеченных лав залегает вторая «белесоватая свита», отличающаяся от предыдущей как гипсометрически, так и стратиграфически более высоким положением. «Свита», содержащая в основном обломки липаритов, дацитов, реже древних (юрских) интрузивных и метаморфических пород (верховья р. Варденис), по сравнению с предыдущей гортунской свитой имеет громадное распространение, обрамляя весь Варденисский хребет и занимая большую площадь в бассейне оз. Севан. В связи с ее наиболее интенсивным развитием на Варденисском хребте, мы считаем целесообразным назвать ее вместе с перекрывающими дацитами, андезито-базальтами и др. «варденисской свитой».

В нижних горизонтах варденисской свиты нами в истоках р. Веди, в 1,5 км к СЗ от с. Джерманис установлены прослойки диатомитов. Обломки липаритов этой свиты имеют абсолютный возраст 14 ± 1 млн лет и,

по-видимому, аналогичны породам липаритового купола Дидванк с возрастом 13—15 млн. лет.

Возраст варденисской свиты на южном склоне хребта, по данным ископаемой флоры, датируется как нижний плиоцен (Габриелян, Тахтаджян, 1948). На северном склоне хребта в бассейне оз. Севан по параллелизации с некоторыми слоями сариканской свиты, Е. Е. Милановский (1952) относит их к плиоцену. Плиоценовый возраст доказывается и абсолютным возрастом андезитов (р-н с. Сарыягуб)—12—13 млн. лет.

Широкое площадное развитие варденисской свиты и сопоставление ее разрезов на различных участках, приводят к выводу, что формирование свиты имело довольно длительную историю и главным районом, поставляющим вулканогенные продукты, была юго-западная половина хребта. Неоднозначным развитием вулканизма в различных участках области объясняется нахождение в верхних горизонтах варденисской свиты липаритовых лав с абсолютным возрастом равным 7 ± 1 млн. лет, а в верховьях р. Масрик—лав андезитов и дацитов, с возрастом в 12—13 млн. лет.

Сопоставление разрезов вулканогенных образований плиоцена юго-восточной части бассейна оз. Севан и западной части Варденисского хребта вскрывает их отличительные черты.

В юго-восточной части бассейна оз. Севан наблюдается развитие пород нормального известково-щелочного ряда. В основании толщи, на размытой поверхности липаритов гортунской свиты, залегают андезито-базальты и андезиты, имеющие ограниченное развитие (верховье р. Сот). Стратиграфически выше следуют пироксен-роговообманковые, пироксен-биотитовые и пироксен-роговообманково-биотитовые дациты. Разрез плиоценовой вулканогенной толщи венчается довольно широко распространенными (по сравнению с породами низов толщи) лавами андезитового и андезито-базальтового состава, которые, вероятно, эквивалентны маничарским лавам Гегамского нагорья. Этот комплекс плиоценовых вулканогенных образований бассейна оз. Севан выделяется как басаргечарская свита (Кашкай и др., 1952).

В юго-западной части рассматриваемой области плиоценовые вулканогенные образования развивались в несколько ином плане. Здесь, во-первых, наблюдается отчетливое смещение вулканической деятельности на восток, в центральную часть Варденисского хребта, и, во-вторых, после формирования второй «белесоватой» свиты следуют лавы и пирокласты дацитового состава. Вероятно, эквивалентом вулканогенной толщи восточной полосы (верховье р. Масрик) здесь надо считать толщу, следующую после излияния отмеченных дацитов, в составе ее участвуют оливиновые базальты, трахидациты, дациты, липариты со значительным участием пирокластов.

Характерной чертой всего этого комплекса является отчетливая обогащенность пород щелочами. Этот комплекс вулканогенных пород соответствует вохчабердской вулканогенно-осадочной свите Приереванского бассейна.

Для целостности картины магматической деятельности необходимо сопоставление пород эффузивной, субвулканической и интрузивной фаций.

На основании геологических данных и определения абсолютного возраста представляется возможным выделить в области следующих интрузивных комплексов:

Верхнеэоцен-нижеолигоценовый — монцониты, габбро-диориты, гранодиориты, граниты, граносиениты (Соганлинская группа, Субатан, Зейлик в Аз. ССР и др.) — 32—38 млн. лет.

Нижнемиоценовый — сиенито-диориты, граносиениты, порфировидные граниты (Газминская группа с Прошибердским штоком, Каялинский интрузив) — 23—25 млн. лет.*.

Среднеплиоценовый — эссекситовые габбро, кварцевые диориты, гранодиориты (Вагашенский массив) — 5—6 млн. лет.

В рассматриваемой области наблюдается довольно отчетливая территориальная разобщенность проявлений интрузивного магматизма от эффузивного. Как показывает анализ фактов, центры вулканических излияний миоценового периода приурочены к границам центрального гравитационного минимума (гравитационные уступы). В отличие от них основное поле развития гранитоидных интрузивов приурочено к центральной зоне данного гравитационного минимума.

В плиоценовое время, помимо отмеченных двух зон, контролирующей вулканическую деятельность, возникла и третья, имеющая поперечное к ним расположение, соответствующая в современном рельефе Варденисскому хребту и совпадающая с северной границей гравитационного минимума.

Значительный интерес представляет роль отмеченных магматических комплексов в металлогении. Здесь наблюдается весьма определенная связь молибденового оруденения с субвулканическими и интрузивными фациями миоценового магматизма, подкрепленная наличием молибденовых проявлений в районе развития субвулканических тел санидиновых трахилипаритов Элпина и приуроченность Прошибердского проявления к штоку порфировидных гранитов Газминской группы гранитоидных интрузивов.

В заключение отметим следующее:

1. Верхнетретичный магматизм южной части центральной Армении приурочен к моменту замыкания геосинклинали и вступлению региона в орогенный этап. К этому периоду относится формирование интрузивов габбро-монцонит-сиенитовой формации верхнеэоцен-нижеолигоценового возраста (Субатан, Зейлик, Соганлинская группа). В этот же период формировались элпинская и кельбаджарская вулканогенные свиты, относящиеся к проявлению базальт-андезит-липаритовой формации.

* Верхнеэоцен-нижеолигоценовый и нижнемиоценовый интрузивные комплексы установлены и для Зангезура (Гукасян, Меликсетян, 1965).

2. В следующей стадии развития, в орогенном этапе имеем проявление магматизма собственно гранитного состава, именно липаритовой формации в виде комплекса санидиновых трахилипаритов и дацитов в полосе Элпин-Гортун и липаритов—в бассейне р. Масрик и их интрузивных эквивалентов—порфировидных гранитов Прошиберда—в центральной части области.

Эффузивная деятельность в этот период контролировалась как главными зонами разломов, ограничивающими консолидирующийся блок, так и более поздними, поперечными к ним, мелкими разломами. Приуроченная к этому периоду интрузивная деятельность проявляется в формировании приповерхностных (субвулканических?) дайкообразных тел (Вагашенский массив).

3. Вскрывается причинная связь одновременного проявления эффузивного и интрузивного магматизма в зависимости от их места в структуре региона. Эффузивный магматизм связан с долго живущими крупными разломами, часто приуроченными к зонам глубинных разломов, а интрузивный—с центральными частями поднятий, где создаются благоприятные условия для образования закрытых камер.

4. Корреляция истории геологического развития региона с геофизическими данными относительно толщины (эффективной мощности) земной коры позволяет сделать предположение, что при достижении больших глубин в корневых частях геосинклинали создаются условия для анатексиса и зарождения гранитной магмы. Эта анатектическая магма в период орогенеза мобилизуется в общее движение и в зависимости от конкретной тектонической обстановки проявляется в эффузивной или интрузивной фации.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 25.IV.1967.

Հ. Ա. ՂԱԶԱՐՅԱՆ, Հ. Գ. ԳՈՒՅՈՒՄՋՅԱՆ, Զ. Հ. ԶԻՐՈՒԽՅԱՆ

ՎԱՐԴԵՆԻՍԻ ԼԵՌՆԱՇՂԹԱՅԻ ՄԱԳՄԱՏԻԿ ԱՊԱՐԵՆԻԻ ՀԱՍԱԿԱՅԻՆ
ՍՏՈՐԱԲԱԺԱՆՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Դաշտային դիտումների ու ապարների բացարձակ հասակի որոշման հիման վրա հեղինակները առաջարկում են Հայկական բարձրավանդակի կենտրոնական մասի (Վարդենիսի լեռնաշղթա) վերին երրորդականի հրաբխային կոմպլեքսների հետևյալ ստորաբաժանումը՝

Էլփինի շերտախումբ — ստորին-միջին օլիգոցեն, 27—34 մլն. տարի,

Հորթունի շերտախումբ — ստորին միոցեն, 20—25 մլն. տարի,

Դիդվանքի շերտախումբ — վերին միոցեն, 13—18 մլն. տարի,

Վարդենիսի շերտախումբ — պլիոցեն, 2—11 մլն. տարի:

Համապատասխանաբար առանձնացվում են հետևյալ ինտրուզիվ կոմպլեքսները՝

վերին էոցեն-ստորին օլիգոցենյան — 32—38 մլն. տարի,

ստորին միոցենյան — 23—25 մլն. տարի և

միջին պլիոցենյան — 5—6 մլն. տարի:

Բազահայտվում է էֆուզիվ և ինտրուզիվ մագմատիզմի միաժամանակ հանդես գալու պատճառային կապը: էֆուզիվ մագմատիզմը հարում է հարատև խորքային խզվածքներին, իսկ ինտրուզիվ մագմատիզմը՝ բարձրացումների կենտրոնական մասերին, որտեղ ստեղծվում են փակ կամերաներ առաջանալու բարենպաստ պայմաններ:

Շրջանի երկրաբանական զարգացման պատմության և գեոֆիզիկական տվյալների համադրումը թույլ է տալիս ենթադրել, որ գեոսինկլինալի արմատային մասերում պայմաններ են ստեղծվում գրանիտային մագմայի անատեկսիսի ու առաջացման համար: Լեռնակազմական պրոցեսների ընթացքում անատեկտիկ մագման ընդգրկվում է ընդհանուր շարժման մեջ և, կոնկրետ տեկտոնական պայմաններից կախված, հանդես է գալիս էֆուզիվ կամ ինտրուզիվ ֆազիայում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аджимамудов Э. Б. О связи гравитационного поля с тектонической зональностью: Малого Кавказа. ДАН АрмССР, т. XXIV, № 4, 1957.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.
3. Асланян П. М. Стратиграфия и моллюски верхнепалеогеновых отложений юго-западной Армении. Автореферат канд. диссертации, 1960.
4. Вегуни А. Т. Об олигоцене южной Армении. Сб. научн. тр. Ер. ПИ, вып. 3, 1956.
5. Вегуни А. Т. О вулканогенном олигоцене Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXX, № 3, 1960.
6. Вегуни А. Т. Некоторые закономерности верхнетретичного вулканизма Армянского нагорья. В кн. Вулканические и вулcano-плутонические формации. Изд. «Наука», М., 1966.
7. Габриелян А. А. К стратиграфии олигоценовых отложений Армении. ДАН Арм. ССР, № 2, 1945.
8. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
9. Габриелян А. А. и Татевосян Л. К. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Изв. АН АрмССР, науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
10. Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, т. 18, № 5, 1965.
11. Исаакян С. А. Новые данные по стратиграфии верхнетретичных образований Зап. Даралагеза. ДАН Арм. ССР, т. XXII, № 2, 1956.
12. Исаакян С. А. О закономерностях неогенового вулканизма в пределах Западного Даралагеза (Арм. ССР). ДАН Арм. ССР, т. 24, № 3, 1957.
13. Кашкай М. А., Хаин В. Е., Шихалибейли Э. Ш. К вопросу о возрасте Кельбаджарской вулканогенной толщи. ДАН Азерб. ССР, т. VIII, № 6, 1952.
14. Милановский Е. Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
15. Остроумова А. С. Третичный вулканизм Западного Даралагеза (Армения). Автореферат канд. диссертации, 1962.
16. Паффенгольц К. Н. К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Зап. Всес. Мин. общ., XVII, № 3, 1938.
17. Тахтаджян А. Л. и Габриелян А. А. Опыт стратиграфической корреляции вулканогенных толщ и пресноводных образований плиоцена и нижнего постплиоцена Малого Кавказа. ДАН АрмССР, № 1, 1948.

18. Чибухчян З. О. К вопросу о возможности определения абсолютного возраста калиевых полевых шпатов методом сравнительной дисперсии двупреломления. В сб. «Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения». Госгеолтехиздат, М., 1963.
19. Чибухчян З. О. Об определении абсолютного возраста плагиоклазов методом сравнительной дисперсии двупреломления. ДАН Арм. ССР, т. 37, № 4, 1963.

Л. С. МЕЛИКЯН

ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕТРЕТИЧНОЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ЗОДСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В истории геологического развития Малого Кавказа верхнетретичные вулканогенные образования играют важную роль, представляя собой последний крупный этап геологического развития региона; с другой стороны с магматизмом этого этапа связывается ряд металлических полезных ископаемых, в частности золото и ртуть.

Изучению верхнетретичного вулканизма Малого Кавказа посвящены работы многих исследователей. Однако схема возрастного расчленения этих образований и ход развития магматизма этого периода до настоящего времени остается дискуссионной.

Разрез и возраст вулканогенно-осадочной толщи

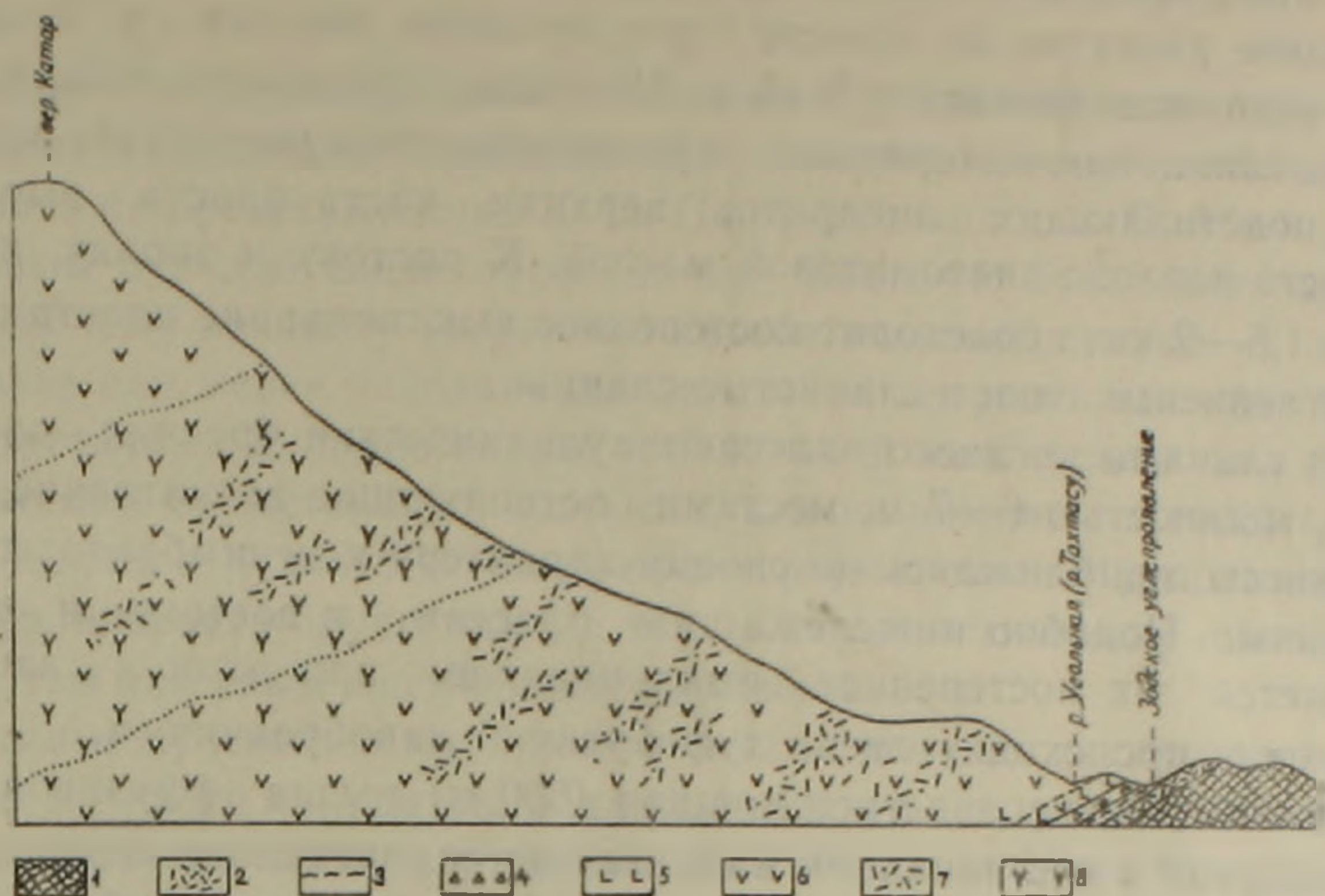
При проведении детальных геологических исследований в пределах Зодского рудного поля нами закартирована часть басаргечарской свиты*, относящейся к верхнетретичной вулканогенной толще. Закартированный участок включает южную оконечность Зодского рудного поля на северо-восточном продолжении Восточно-Севанского хребта в пределах кельбаджарской мульды Широко-Севано-Акеринского синклинория.

Басаргечарская свита, в пределах изученного разреза, перекрывает с ясно выраженным стратиграфическим и угловым несогласием более древние, в том числе среднеэоценовые образования, слагая самый верхний и поздний структурный подъярус [3, 13]. Породы свиты здесь имеют пологое падение, с углами падения $15-30^\circ$ в южные румбы и представляют северное крыло близширотной синклинальной складки. Наиболее полный разрез наблюдается в верховьях р. Угольная (р. Тахтасу), на ее правом борту в районе Зодского угольного проявления (фиг. 1). В основании толщи залегает липаритовый поток, обнажающийся обособленными выходами, мощностью до 15 м. В западном направлении, на расстоянии 2 км, происходит постепенное выклинивание потока, сопровождающееся появлением туфов аналогичного состава.

Как по своему минеральному, так и химическому составу (табл. 1) породы соответствуют липаритам, будучи весьма сходными со средним типом липаритов по Р. Дэли.

Следует отметить, что эти породы Л. В. Когошвили и Ш. И. Джавахишвили [1] относят к андезито-дацитам.

* Басаргечарская, а также кельбаджарская свиты были выделены М. А. Кашкаем, В. Е. Хайным и Э. М. Шихалибейли [10], в верховьях бассейна р. Тертер и на Восточно-Севанском хребте.



Фиг. 1. Геологический разрез басаргечарской свиты в южной части Зодского рудного поля. 1 — кампан-маастрихтские мергелистые известняки; 2 — липариты; 3 — угленосные глины; 4 — вулканические брекчии; 5 — андезито-базальты; 6 — андезиты; 7 — андезито-дациты; 8 — трахидациты, трахиандезиты.

Таблица 1

Химический состав липаритов

Окислы	1	2	3	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому		
				1	2	3
SiO ₂	69,13	70,00	75,50	a	13,4	13,5
TiO ₂	0,38	—	0,26	c	1,6	1,4
Al ₂ O ₃	14,94	15,83	13,17	b	5,0	6,4
Fe ₂ O ₃	1,04	1,78	0,07	s	80,0	78,7
FeO	0,50	0,57	0,24	a'	73,2	68,0
MnO	сл.	—	0,02	f'	26,8	32,0
MgO	сл.	—	0,30	m'	—	—
CaO	1,33	1,20	1,03	n	62,9	65,0
Na ₂ O	3,80	4,00	3,30	i	0,4	—
K ₂ O	3,42	3,27	3,99	φ	17,0	23,4
P ₂ O ₅	0,23	—	—			
H ₂ O—	0,31	1,03	—	a/c	8,4	9,6
п.п.п.	4,30	2,42	2,23	Q	31,6	29,0
Сумма	99,38	100,10				

1. Обр. Т—53, липарит, на правом борту среднего течения р. Угольная (р. Тохтасу).
 2. Обр. Т—14, липаритовый туф; к юго-западу от места взятия обр. Т—53 в 2 км, на правом борту среднего течения реки.
 3. Липарит, около Сотского перевала; коллекция А. С. Гинзберга [5].
- Анализы 1 и 2 произведены в Центральной лаборатории ГУ АриССР. Аналитик А. Дарбинян.

На липаритах согласно залегает пласт угленосных глин, имеющий наибольшее развитие на правом бэрту среднего течения р. Угольная, где его мощность достигает 5—6 м. Подошва угленосного пласта представлена глинистым материалом, образовавшимся в результате выветривания подстилающих липаритов; верхняя часть пласта выражена мергелисто-пеплово-диатомитовой массой. К востоку и западу, на расстоянии 1.5—2 км, происходит постепенное выклинивание пласта с переходом угленосных глин в глинистые сланцы.

Над глинами согласно залегают вулканические брекчии среднего состава, мощностью 6—7 м, местами оставляющие впечатление спекшейся массы, приближаясь по своему характеру к игнимбритовым образованиям. Подобно нижележащим пластам, к востоку и западу наблюдается их постепенное выклинивание, при этом в западном направлении происходит смена туфобрекчий лавобрекчиями.

Выше по разрезу залегает мощная (800 м) толща эффузивов г. Катар, вытянутая в юго-западном направлении и слагающая северо-западные склоны Восточно-Севанского хребта. Нижняя часть этой толщи, по линии разреза, представлена андезито-базальтами мощностью до 12 м, которые выше сменяются андезитами, андезито-дацитами, мощностью 300—350 м. Последние, вверх по разрезу, постепенно переходят в пачку трахидацитов, трахиандезитов, мощность которой достигает 250 м. Описанный разрез венчается в привершинной части г. Катар андезитами мощностью 200 м. В этой толще между различными типами пород не наблюдается каких-либо перерывов или несогласий.

Описанные образования, включая и липариты, выделяются всеми предыдущими исследователями в единую вулканогенную толщу, относительно возраста которой имеются два различных мнения—о ее олигоценовом возрасте с одной стороны [18, 19, 1, 2, 7] и мио-плиоценовом [15, 16, 17, 10, 4, 3 и др.]—с другой.

К. Н. Паффенгольц [18, 19, 20] на основании региональных сопоставлений относит породы рассматриваемой свиты (в составе верхнетретичной вулканогенной толщи Малого Кавказа) к олигоцену.

В дальнейшем, при проведении более детального изучения верхнетретичных образований Малого Кавказа, был установлен неогеновый возраст также и пород, слагающих басаргечарскую свиту. В частности Е. Е. Милановский [15, 16], А. А. Габриелян [4], П. Л. Епремян, М. А. Кашкай, В. Е. Хаин, Э. Ш. Шихалибейли [10] пришли к выводу о верхнемиоцен-нижнеплиоценовом возрасте басаргечарской свиты. При этом образования кислого состава, залегающие ниже угленосных глин, коррелируются с белесоватой свитой Приереванского бассейна [4, также и П. Л. Евремян]; вся толща эффузивов, залегающая над угленосными глинами—с вохчабердской свитой [15, 16, 10, 4, 3 и др.]

В настоящее время С. Б. Абовян [1, 2], разделяющий мнение К. Н. Паффенгольца о широком развитии олигоценового вулканизма на Малом Кавказе, принимает олигоценовый возраст всех вулканогенных образований Восточно-Севанского хребта, слагающих также и басаргечар-

скую свиту. Он считает, что мио-плиоценовый возраст последней доказыва-ется вышеотмечанными исследователями недостаточно убедительно.

Кроме того, некоторые исследователи [7], рассматривая вопросы олигоценового вулканизма Айоцдзора и прилегающих к нему областей, основываясь на представлениях К. Н. Паффенгольца и С. Б. Абовяна, также относят вулканогенные образования Восточно-Севанского хребта к олигоценовому возрасту (в составе кельбаджарской свиты).

Более или менее однозначная датировка возраста вышеотмеченных верхнетретичных вулканогенных образований необходима для решения таких весьма существенных вопросов, как выяснение геологической позиции Зодского рудного поля, времени формирования рудовмещающих структур, возраста оруденения, а также парагенетической связи оруденения с тем или иным магматическим комплексом.

Нами получены новые дополнительные данные, касающиеся прежде всего, возраста липаритов, обнажающихся в основании приведенного разреза. Возраст этих образований был определен в лаборатории абсолютной геохронологии ИГН АН Арм. ССР калий-аргоновым методом как $22,0 \pm 2$ млн. лет (таблица 2), что, согласно геохронологической шкале 1964 г., соответствует низам нижнего миоцена.

Таблица

Образец	K, %	$K^{40} \cdot 10^{-6}$ г/г	Ar^{40} рад, %	$Ar^{40} \cdot 10^{-6}$ см ³ /г	$Ar^{40} \cdot 10^{-9}$ г/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}} \cdot 10^{-3}$	Возраст млн. лет	Средний возраст
ЛМ—Т—53	4,25	5,19	25,1	3,28	5,86	1,13	20	22+2
	4,25	5,19	66,9	3,84	6,87	1,35	24	

Абсолютный возраст тех же образцов, определенный З. О. Чибух-чаном методом сравнительной дисперсии двупреломления по плагиокла-зу, также выявил их нижнемиоценовый возраст— 23 ± 1 млн. лет. Кроме того, этим же методом был определен возраст вышележа-щих андезито-базальтов из основания эффузивной части разреза и анде-зитов, венчающих разрез. При этом соответственно были получены цифры 12 ± 2 млн. лет и 10 ± 2 млн. лет, что отвечает нижнему плиоцену и пол-ностью согласуется с палинологическими данными.

Ввиду отсутствия палеонтологических данных о возрасте свиты, оп-ределенный интерес представляют данные палинологических исследова-ний образцов, собранных из пласта угленосных глин, проведенное в ГУ Арм. ССР Я. Б. Лейе и А. И. Каракешисян.

Состав споро-пыльцевого комплекса, выделенного из нижней части пласта, следующий:

1. Polypodiaceae	— 0,5%	12. Alnus sp.	— 34%
2. Pinaceae	— 9,0%	13. Fagus sp.	— 5%
3. Pinus sp. Sulgen		14. Castanea sp.	— 1,5%
Haplooxylon	— 11%		

4. <i>Pinus</i> sp. <i>Sulgen</i>		15. <i>Leguminosae</i>	— 6,0%
<i>Diploxylon</i>	— 7,5%		
5. <i>Picea</i> sp.	— 5%	16. <i>Acer</i> sp.	— 1,5%
6. <i>Salix</i> sp.	— 2%	17. <i>Ilex</i> cf. <i>cornuta</i>	— 3%
		<i>Linde</i>	
7. <i>Carya</i> sp.	— 1%	18. <i>Tilia</i> sp.	— 1%
8. <i>Platycarya</i>	— 2%	19. <i>Triporites montanus</i>	
		<i>rotundatus</i> Glad	— 4,5%
9. <i>Engelhardtia</i> sp.	— 0,5%	20. Неопределенная	
10. <i>Betula</i> sp.	— 0,5%	пыльца покрытосеменных	— 3%
11. <i>Corylus</i> sp.	— 1,5%		

Характерной особенностью данного споро-пыльцевого комплекса является присутствие в очень большом количестве пыльцы рода *Alnus* sp. По заключению Я. Б. Лейе и А. И. Каракешишян, вышеприведенный комплекс аналогичен выделенным ими же комплексам из соответствующих отложений Нор-Аревикского и Майсянского углепроявлений, возраст которых фаунистически и по остаткам флоры однозначно установлен как плиоценовый—понт-киммерий [23, 8, 12].

Приведенный нами материал по возрасту басаргечарской свиты, наряду с ранее известными фактами, достаточно убедительно свидетельствует о ее миоцен-плиоценовом возрасте. В то же время не отрицается наличие вулканогенных образований олигоценового возраста в юго-западной части Восточно-Севанского хребта, в верховьях р. Масрик, соответствующих верхним горизонтам кельбаджарской свиты [10, 4].

Кроме кельбаджарской свиты, в пределах Севано-Ширакского синклинория вулканогенные образования олигоценового возраста незначительной мощности (30–40 м) недавно было выделены О. А. Саркисяном и С. М. Григорян [21] на Базумском хребте в составе гергерской свиты.

Таким образом, весьма ограниченное развитие вулканогенного олигоцена в пределах Севано-Ширакского синклинория в настоящее время можно считать установленным. В то же время совместное рассмотрение О. А. Саркисяном [22] верхнеэоценового и олигоценового вулканизма Севано-Ширакского синклинория в едином цикле, а также изменение им границ синклинория за счет включения в его пределы Айюц-дзора, приводит к выводу о значительном развитии вулканизма олигоценового возраста в пределах общеизвестных границ Севано-Ширакского синклинория.

Олигоценовый возраст для подавляющего большинства верхнетретичных вулканогенных образований Севано-Ширакского синклинория К. Н. Паффенгольцем и С. Б. Абовяном [18, 19, 20, 1, 2] в настоящее время используется в качестве основного довода для установления верхнего возрастного предела интрузивов офиолитовой серии Малого Кавказа, с чем однако нельзя согласиться [14].

Условия и механизм формирования свиты

Формирование басаргечарской свиты и аналогичных толщ мэотис-понтского возраста других районов Малого Кавказа происходило в наземных условиях при общем воздымании области. Вулканогенный характер толщи не вызывает сомнения, что подтверждается и нашими наблюдениями.

В то же время относительно выхода липаритов основания разреза свиты имеется мнение Л. В. Когошвили и Ш. И. Джавахишвили [11], согласно которым липариты («андезито-дациты» по этим авторам) «являются пластующейся с мергелями маастрихтского возраста лавой в виде силла, корнем которого служило небольшое широтное жильное тело андезито-дацита левобережья р. Урумбасар» (р. Сот). Однако наши детальные наблюдения показывают, что, во-первых, липариты с ясно выраженным угловым несогласием перекрывают эродированное крыло антиклинали, сложенной мергелями кампан-маастрихтского возраста; во-вторых, поток липаритов, в свою очередь, перекрывается угленосными глинами, залегающими на их эродированной поверхности, и в основании пласта глин наблюдается прослой каолинизированной массы коры выветривания, образовавшейся за счет липаритов. Кроме того, на указанной территории левобережья р. Сот нами не было обнаружено каких-либо дайковых образований. Аналогичные по составу липаритам жильные породы известны только на правобережье р. Сот, где обнажаются дайки липаритов, четко отличающиеся, однако, по возрасту от потока липаритов. Эффузивный характер липаритов основания басаргечарской свиты, таким образом, не может вызвать сомнений.

При рассмотрении условий образования басаргечарской свиты, учитывая возрастные данные слагающих пород, их состав, а также вышеприведенные признаки стратиграфического перерыва между ними, нам кажется более правильным рассматривать свиту в составе не единого вулканогенного комплекса, соответствующего одному циклу излияния [4, 3, 10, 16, 18 19], а двух разновозрастных самостоятельных комплексов.

Ранний (нижний) комплекс, сложенный липаритами, липарито-дацитами, туфами и туфобрекчиями кислого состава, имеет нижнемиоценовый возраст. Если по своему стратиграфическому положению отмеченный комплекс действительно можно коррелировать с «белесовой свитой», то согласно данным абсолютного возраста—22—23 млн. лет, такая параллелизация, учитывая верхнесарматский возраст «белесовой свиты» [4] нам кажется не совсем убедительной.

По-видимому, выделенный нижний комплекс является продуктом завершающей стадии самостоятельной фазы вулканического цикла верхнеолигоцен-нижнемиоценового возраста, более ранние проявления которого на данном участке не установлены. Необходимо отметить, что вулканогенные образования верхнеолигоцен-нижнемиоценового возраста в Арм. ССР, в виде самостоятельной свиты, были впервые выделены Р. Х.

Гуксяном и Б. М. Меликсетяном [6] в составе элпинского комплекса в пределах Айсцдзора.

Поздний (верхний) комплекс, представленный угленосными глинами, туфобрекчиями среднего состава, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, трахидацитами, трахнандезитами и андезитами относится к нижнему плиоцену. Породы этого комплекса являются продуктами самостоятельной вулканической фазы, широко развитой по всему Малому Кавказу, результатом которой явились образования вохчабердской и гoderзской свит. В то же время, выделенный нами комплекс отличается от последних некоторыми особенностями, обусловленными различиями в условиях их формирования*.

Выделение двух самостоятельных комплексов позволяет правильное подойти к решению вопроса о последовательности излияний эффузивных образований миоцен-плиоценового возраста данной части синклиория. Так, при рассмотрении «басаргечарской свиты» как единого комплекса, исходя из факта залегания липаритов в основании разреза толщи, вытекает вывод об антидромном характере вулканизма. Между тем, как при выделении двух комплексов самостоятельных фаз вулканизма, с таким выводом уже нельзя согласиться, ввиду гомодромности характера извержений.

Наряду с возрастом и общим составом вулканогенно-осадочной толщи, выяснение условий образования отдельных ее комплексов в настоящее время является вопросом первостепенной важности. Выяснение условий образования выделенного нами нижнего комплекса и его соотношений с дайками липаритов, известных на Зодском месторождении, приобретает большое значение для выяснения перспектив месторождения. Оно может стать одним из основных и решающих факторов в определении направлений поисковых и разведочных работ в пределах рудного поля. С другой стороны, по нашим представлениям, установление места этого комплекса в общем ходе развития магматизма Армении и всего Малого Кавказа может иметь важное значение при выяснении перспектив золоторудной минерализации вообще.

Определенный интерес представляют также и некоторые наши наблюдения относительно механизма образования вулканогенно-осадочной толщи. Судя по общему составу и характеру вулканических образований толщи, формирование ее происходило в относительно спокойных условиях. При этом, наряду с излияниями линейного типа, по-видимому, определенную роль сыграли также и извержения центральных вулканов полигенного типа. Один из таких аппаратов, по нашим наблюдениям, расположен в непосредственной близости к участку рассмотренного нами разреза—на восточном склоне г. Катар. Здесь и геоморфологически, и геологически выявляются останцы кальдеры значительных размеров.

* Выделение двух разновозрастных комплексов делает необходимым сохранение названия «басаргечарской свиты» за породами нижнего комплекса, что же касается пород верхнего комплекса, то их можно выделить в самостоятельную—катарскую свиту.

По данным К. И. Карапетяна [3], аналоги вохчабердской свиты, развитые в пределах Гегамского нагорья, также образовались в результате деятельности полигенных вулканов центрального типа, для некоторых из них не исключен кальдерный характер.

Окончательное решение вопроса о существовании сохранившейся кальдеры, как одного из центров извержения в пределах Восточно-Севанского хребта, требует проведения специальных наблюдений.

В ы в о д ы

1. Северо-западные склоны Восточно-Севанского хребта, включая и район Зодского рудного поля, сложены верхнетретичными вулканогенно-осадочными образованиями нижнемиоценового (верхний олигоцен-нижний миоцен) и нижнеплиоценового возраста.

2. Толща вулканогенно-осадочных пород перекрывает с ясно выраженным стратиграфическим и угловым несогласием более древние породы, слагая самый верхний и поздний структурный подърус.

3. В составе толщи выделяется два самостоятельных комплекса, сформировавшихся в течение двух фаз тектоно-магматического цикла.

а. Нижний комплекс (басаргечарская свита), сложенный липаритами, липарито-дацитами, туфами и туфобрекчиями кислого состава относится к низам нижнего миоцена.

По-видимому, этот комплекс является продуктом завершающего этапа самостоятельной фазы вулканического цикла верхнеолигоцен-нижнемиоценового возраста и вряд ли может быть параллелизован с «белеватой свитой».

б. Верхний комплекс (катарская свита), сложенный угленосными глинами, туфобрекчиями среднего состава, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, трахидацитами, трахиандезитами и андезитами, относится к нижнему плиоцену. Этот комплекс возник в результате вулканической фазы, широко проявленной по всему Малому Кавказу (вохчабердская, годерзская и др. свиты).

4. Эволюция магматических излияний в пределах толщи носит нормальный гомодромный характер.

5. В формировании толщи, наряду с излияниями линейного типа, определенную роль сыграли также и извержения центральных вулканов полигенного типа.

6. Решение вопросов возраста и условий формирования толщи определит дальнейшее направление геолого-разведочных работ на Зодском месторождении, геологическую позицию месторождения, время формирования рудовмещающих структур, возраст и парагенетическую связь оруденения с теми или иными магматическими образованиями.

Լ. Ս. ՄԵԼԻՔՅԱՆ

ԶՈՂԻ ՀԱՆՔԱԴԱՇՏԻ ՎԵՐԻՆ ԵՐՐՈՐԴԱԿԱՆԻ ՀՐԱՔԻՈՒ-ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ
ՀԱՏՎԱԾՔԻ ՀԱՍԱԿԸ ԵՎ ՉԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայաստանի և Փոքր Կովկասի վերին երրորդականի հրաբխածին ապարների հասակային ստորաբաժանման և մագմատիզմի զարգացման հարցերը որոշ չափով դեռևս մնում են վիճելի:

Զոդի հանքադաշտի ուսումնասիրման ընթացքում մեր կողմից ուսումնասիրվել է նաև «բասարգեչարի շերտախմբի» մի մասը: Համաձայն ստացված նոր տվյալների, այդ շերտախումբը, որով ներկայացված են Արևելյան Սևանի լեռնաշղթայի հյուսիս արևմտյան լանջերը, պետք է բաժանել երկու ինքնուրույն կոմպլեքսների: Այդ կոմպլեքսներից ստորինը՝ կազմված լիպարիտներից, լիպարիտո-դացիտներից և նրանց տուֆերով ու տուֆոբրեկչիաներով, ունի 22—23 միլիոն տարի բացարձակ հասակ, իսկ վերինը, որը ներկայացված է ածխաբեր կավերով, տուֆո-բրեկչիաներով, անդեզիտո-բազալիտներից, անդեզիտներից, անդեզիտո-դացիտներից, տրախիանդեզիտներից, տրախիդացիտներից և անդեզիտներից, ունի ստորին պլիոցենի հասակ: Այս երկու կոմպլեքսները համապատասխանաբար պետք է դիտել որպես վերին օլիգոցեն-ստորին միոցենի և ստորին պլիոցենի հրաբխականության ինքնուրույն ֆազաների արդյունք: Ստորին կոմպլեքսի համար կարելի է պահպանել «բասարգեչարի հաստըվածք» անունը, իսկ վերինը անվանել «կատարի հաստըվածք»: Ստորին կոմպլեքսի ապարների կորրելացիան Մերձերևանյան ավազանի «բելեսովստայա սվետա»-ի ապարների հետ չի կարելի համարել վերջնականապես լուծված:

Հրաբխա-նստվածքային հաստըվածքի կազմում նշված կոմպլեքսների անջատումը հնարավորություն է տալիս էֆուզիվ մագմատիզմի զարգացման և արտավիժման հաջորդականությունը համարել հոմոդրոմ:

Նստվածքի առաջացումը արդյունք է ոչ միայն գծային տիպի հրաբուխների արտավիժման, այլև կենտրոնական տիպի պոլիգեն հրաբուխների, որոնցից մեկի կալդերայի մնացորդները, ըստ երևույթին, դեռևս պահպանվել են Կատար լեռան արևելյան լանջին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан, Изд. АН АрмССР, 1961.
2. Абовян С. Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. В кн. «Геология Армянской ССР», т. III, изд. АН АрмССР, 1966.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.
4. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1964.
5. Гинзберг А. С. Геолого-петрографическое описание восточной части Севанского бассейна. Сб. «Бассейн оз. Севан», т. III, вып. 2, изд. АН СССР и УВХ ССР Армении, 1933.
6. Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Изв. АН АрмССР, науки о Земле, т. XVIII, № 3—4, и № 5, 1965.

7. Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П., Остроумова А. С., Фаворская М. А. Некоторые особенности развития палеогенового вулканизма Армении. В кн. «Вопросы геологии «Кавказа». Изд. АН АрмССР, 1964.
8. Каракешисян А. М., Лейе Я. Б. Плиоценовые спорово-пыльцевые комплексы Мегринского района. Геология и горное дело. Информ. сб. Арм. ИНТИ на арм. яз., № 2, 1963.
9. Карапетян К. И. Гегамское нагорье и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении. В кн. «Вулк. и вулкано-плут. формации», Тр. второго всесоюзн. вулк. совещ., т. II» Изд. «Наука», М. 1966.
10. Кашкай М. А., Хаин В. Е., Шихалибейли Э. Ш. К вопросу о возрасте кельбаджавещ., т. II». Изд. «Наука», Москва, 1966.
11. Когошвили Л. В., Джавахишвили Ш. И. Изверженные породы и их взаимоотношения в верховьях рек Сейдляр и Урумбасара. Изв. АН АрмССР, серия физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. VIII, № 5, 1955.
12. Лейе Я. Б. и Лейе Ю. А. К вопросу о возрасте третичных вулканогенно-осадочных образований Ширакского хребта (Северная Армения)—ДАН АрмССР, т. XXXI, № 2, 1960.
13. Меликян Л. С. К вопросу о тектоническом строении северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН АрмССР, науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
14. Меликян Л. С., Паланджян С. А., Чибухчян З. О., Вартазарян Ж. С. К вопросу геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, т. XX, № 1—2, 1967.
15. Милановский Е. Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан (к вопросу о возрасте и происхождении так называемой Сарыкаинской толщи») Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
16. Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол. № 10, 1956.
17. Милановский Е. Е. Орогенный вулканизм и тектоника Кавказа. Геотектоника, № 3, 1966.
18. Паффенгольц К. Н. Бассейн оз. Гокча (Севан). Тр. Всес. геол. развед. объедин. НКТП СССР, вып. 219, 1934.
19. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
20. Паффенгольц К. Н., Тер-Месропян Г. Т. Геология и петрология массива Арагац (Армения). Советская геология, № 9, 1965.
21. Саркисян О. А. и Григорян С. М. Открытие морских отложений олигоцена в Севано-Ширакском синклинории (Малый Кавказ). ДАН АрмССР, т. XXXIX, № 4, 1964.
22. Саркисян О. А. Некоторые особенности тектонического строения и развития Севано-ширакского синклинория. Научн. тр. Ер. ун-та, сер. геол.-географ. наук, т. 99, 1965.
23. Тахтаджян А. Л. Ископаемая флора с рудной площади Агарака в Мегринском районе Армянской ССР. «Ботанический журнал», АН СССР, т. 41, № 5, 1956.

Ов. П. ГУЮМДЖЯН

ОДНОВАРИАНТНЫЕ ($n=-1$) ТРЕХКОМПОНЕНТНЫЕ МУЛЬТИСИСТЕМЫ ДЛЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД НОРМАЛЬНО-ЩЕЛОЧНОГО И ЩЕЛОЧНОГО РЯДОВ БАРГУШАТСКОГО ХРЕБТА (АРМЯНСКАЯ ССР)

Изучением геологического строения и магматизма Баргушатского хребта занимались многие исследователи: А. Л. Додин, В. Н. Котляр, В. Н. Соловкин, А. Б. Каждан, И. Г. Магакьян, Т. Ш. Татевосян, С. С. Мкртчян, Ж. М. Григорян, Г. О. Пиджян, К. А. Карамян, Э. Х. Гульян, Г. Б. Межлумян и др. Для решения некоторых принципиальных петрогенетических вопросов интрузивного магматизма Баргушатского хребта большое значение имеют также работы, проведенные в пределах Мегринского бассейна, среди которых можно отметить исследования последнего десятилетия—А. И. Адамяна, К. А. Карамяна, Б. М. Меликсетяна, Р. Х. Гукасяна, Р. Н. Таяна и В. Г. Кочаряна. В последнее время Б. М. Меликсетяном и Р. Х. Гукасяном (1965) в сложном Мегринском батолите на основании радиологических данных и формационного анализа выделены два разновозрастных интрузивных комплекса: верхнеэоценовый и нижнемиоценовый, в равной мере относящиеся к интрузивным образованиям Баргушатского хребта.

Породы верхнеэоценового интрузивного комплекса Баргушата составляют Сваранцкий (оливиновое габбро и ультраосновные дифференциаты), Арамаздский (габбро, монцониты, снениты), Гехинский (габбро, монцониты—внешнее кольцо, гранодиориты, адемеллиты—ядро), Лернашенский (гранодиориты, адемеллиты, кварцевые диориты), Дастакертский (кварцевые диориты), Аравусский (гранодиориты), Ковшутский (кварцевые диориты), Сурбкарский (мелкозернистые гранодиориты, адемеллиты), Ахлатянский (граносиениты) массивы и несколько десятков мелких выходов. Нижнемиоценовый интрузивный комплекс представлен Казанлическим и Шенатагским массивами порфировидных гранодиоритов и гранитов.

Несмотря на значительные успехи в изучении магматизма Баргушата, предыдущими исследованиями не было выяснена роль метасоматизма магматической и послемагматической ранней щелочной стадии (исключая роговики и скарны). Наоборот, традиционно переоценивалась роль ассимиляции как петрогенетического фактора, вследствие чего краевые основные фации относились к гибридным породам, образовавшимся при ассимиляции гранитоидной магмой более основных пород вмещающих толщ (вулканических или карбонатных).

Проведенные геолого-петрографические исследования взаимоотношений интрузивов с вмещающими породами не позволили разде-

лить существующие представления об их генезисе. Во-первых, часть этих краевых основных фаций является не гибридными, а экзо-контактовыми метасоматическими (основные породы Ковшутского, Лернашенского, Сурбкарского* массивов), во-вторых, взаимоотношение гранитоидов с вмещающими основными породами, особенно, с карбонатными, носит характер не ассимиляции, а диффузионного или инфильтрационного метасоматизма, при котором образуются не основные, а щелочные петрографические типы пород—метамонциты, метасиениты, щелочные метасиениты, святоноситы и. д. (эндоконтакты Гехинского и Сурбкарского массивов), в третьих, иногда краевые основные породы являются продуктами ранней фазы внедрения, а относительно более кислые породы слагают внутренние части массивов, что создает ложное представление о концентрическом расположении пород различной основности относительно линий контакта (Гехинский массив). К этому необходимо добавить, что иногда метасоматические породы плутонического облика образуют широкие поля в результате слияния нескольких метасоматических зон (Дарабасский метасоматический комплекс). Это зависит от характера контакта интрузива, эрозионного среза или взаимного расположения нескольких интрузивных тел. Дарабасский метасоматический комплекс (размеры его на современном эрозионном срезе около 30 км²), в сущности, является надинтрузивной зоной Лернашенского гранитоидного массива. Прорывание габбро и габбро-диоритов Лор-Дарабасского массива гранитоидами отмечалось в работах Т. Ш. Татевосяна (1966). Но основные породы считались магматическими образованиями более ранней фазы внедрения, нередко они параллелизовались с габбро Арамздского массива.

Различные вулканические образования базальтового и андезитового составов на контакте интрузивных массивов превращены в породы, по минеральному составу и структурам соответствующие плагиоклазовым горн-блендитам, габбродиоритам, гранодиоритам, адамеллитам, монцитам, гранитам и т. д. В эндоконтактах гранитоидов главной интрузивной фации Гехинского и Сурбкарского массивов, на контакте с карбонатными образованиями, образуются более щелочные породы — кварцевые метасиениты, щелочные метасиениты, меланитовые щелочные метасиениты, метамонциты и т. д.

Метасоматическое происхождение обоих рядов устанавливается на основании различных геологических, структурных и минералого-петрографических признаков, которые перечисляются ниже:

а) интрузивные контакты, наличие порфировых или порфировидных микроструктур в приконтактовых частях массивов с вмещающими породами.

б) реликты и сохранение текстурных особенностей исходной породы среди метасоматически измененных участков. Постепенные или точ-

* На экзоконтакте Сурбкарского массива, как показано ниже, кроме основных, развиты также метасоматические породы более кислого состава.

нее «метасоматические» переходы в роговики и свежие вулканические породы, понижение интенсивности метасоматического преобразования с удалением от контакта интрузивов;

в) резкие и быстрые фациальные переходы на небольших расстояниях; крайне неоднородный минеральный и химический состав таких пород, не подчиняющийся никаким «магматическим» закономерностям;

г) кристаллобластические микроструктуры и быстрая смена их на коротком расстоянии. Широкое развитие явлений «собирающей» перекристаллизации;

д) маломинеральность новообразованных пород в основном — моно-, двух- и трехминеральные парагенезисы.

Метасоматические образования нормально-щелочного ряда горн-блендит-метагранит с различной интенсивностью развиты на экзоконтактах всех интрузивов Баргушатского хребта — Гехинского, Сурбкарского, Ковшутского, Лернашенского (Дарабасский метасоматический комплекс) и т. д. Минеральный состав интрузивных пород на контактах с вулканическими образованиями не претерпевает никаких качественных изменений. Только местами отмечается понижение содержания кварца в гранитоидах.

Метасоматические породы щелочного ряда — метамонцонит-щелочной метасиенит установлены в интрузивах, имеющих непосредственные контакты с карбонатными отложениями. В зависимости от характера метасоматического процесса, образуются минеральные фации различной щелочности. В эндоконтактах главной интрузивной фации (Гехинский, Сурбкарский массивы) устанавливается некоторое повышение щелочности со сменой $Ро + Мк + Пл \pm Кв$ на ассоциации $Пл + Мк + Ди \pm Кв$. Эта смена соответствует переходу от II к III дивариантному полю диаграммы Д. С. Коржинского (1946, 1957). Метасоматический процесс здесь имеет в основном диффузионный характер и в сторону массива щелочность быстро падает. Некоторое повышение щелочности следует объяснить осложнением диффузионного процесса инфильтрационным.

Геологическое положение щелочных метасоматических пород Сурбкарского массива своеобразно. Здесь метасоматические процессы развиваются в пределах только тех апофиз гранодиорит-адамеллитового состава, которые внедрены в карбонатную толщу. От штока, сложенного породами главной интрузивной фации — гранодиоритами, адамеллитами, гранитами, они ограничены узкой полосой метагаббро и плагиоклазовых горнблендитов, образовавшихся за счет вулканических пород. Смена минеральных фаций в метасоматической колонке щелочного ряда следующая: $Мк + Пл + Ро + Кв$ (интрузивный гранодиорит) — $Мк + Пл + Ди \pm Кв$ (кварцевый и бескварцевый метасиенит) — $Мк + Кв + Ди$ (кварцевый щелочной метасиенит) — $Мк + Гр \pm Ди$ (меланитовый щелочной метасиенит, святоносит). Процесс имеет здесь инфильтрационный характер, что подтверждается не только геологическими условиями образования этих пород, но и характером минеральных фаций.

Повышение химических потенциалов щелочных металлов быстрее и

легче происходит в карбонатной—доломитовой или известняковой среде, чем в силикатной (основные породы и гипербазиты), что связано с более легкими переходами в раствор кальция или магния из карбонатов. Из этого заключаются, в частности, различия в «уровнях» щелочности в основной вулканической (нормально—щелочной ряд) и карбонатной средах (щелочной ряд) при прочих равных условиях.

Щелочные породы расположены в северо-западном экзоконтакте главной интрузивной фации Сурбкарского массива и представлены отдельными дайкообразными, жилообразными, мелкими штокообразными телами, которые являются метасоматически измененными апофизами штока. В пределах отдельных тел ясно выражена смена метасоматических зон от первичных гранитоидов до щелочных метасиенитов.

В экзоконтактах интрузивных гранитоидов с вулканическими породами устанавливается следующий ряд метасоматических зон (без строгой последовательности)—I. Базальт; 1. Пи+Пл; 2. Пи; 3. Пи+Ро+Пл; 3а. Пи+Пл+Кв; 4. Ро; 5. Пл+Ро; 6. Пл+Ро+Мк; 6а. Пл+Ро±Кв; 7. Пл+Ро+Мк+Кв; 8. Пл+Мк+Кв; II. Гранодиорит или гранит Пл+Мк+Кв+Ро.

В каждой метасоматической фации равновесное устойчивое соотношение минералов возможно при идеальных условиях. В действительности же в пределах одноименной фации устанавливаются значительные колебания в относительном содержании минералов. При этом, конечно, не учитывается содержание реликтовых или гистерогенных минералов. Так, в Ро+Пл+Мк фации в зависимости от количественных соотношений этих трех минералов выделяются метагаббро, метадиориты, метамонциты и метасиениты, а в Пл+Ро+Мк+Кв фации различаются метагранодиориты, метаадамеллиты, метаграниты и кварцевые метамонциты.

Изучение природных минеральных ассоциаций метасоматических пород нормально-щелочного и щелочного рядов, выяснение их зависимости от режима общей щелочности и активности щелочных металлов, а также от состава исходных пород, произведены методом физико-химического анализа парагенезисов минералов (Д. С. Коржинский, 1957). Для обоих рядов метасоматических пород построены отдельные многопучковые диаграммы.

Метасоматическая колонка нормально-щелочного ряда состоит из следующих минералов: Пл, Мк, Ро, Ди, Кв, Мт, Сф, Ап, Ка, в составе которых участвуют SiO_2 , TiO_2 , P_2O_5 , CaO , Al_2O_3 , FeO , MgO , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O , CO_2 , H_2O . Эти окислы дают и минералы щелочного ряда. В щелочном ряду наряду с отмеченными минералами присутствуют гранат андрадитового состава, а из аксессуарных—анатаз и циркон. Обоснование построения двух диаграмм производится одновременно, поскольку они имеют много общих признаков.

Подвижность и роль вышеотмеченных окислов при метасоматическом процессе резко различные. Так, TiO_2 , P_2O_5 , ZrO_2 , присутствующие в ничтожных количествах, не участвуют в реакциях образований главных

минералов данной фации, могут изоморфно входить в кристаллические решетки алюмосиликатов или обособляться в виде самостоятельных минералов. CO_2 и H_2O по Д. С. Коржинскому вполне подвижны при любом метасоматическом процессе (1936, 1955). Высокая подвижность калия и натрия устанавливается тем, что их содержания в метасоматических зонах зависят не от содержания в исходных породах, а безусловно от их концентраций в фильтрующихся растворах. В различной степени подвижны также FeO и MgO . Превращение андезито-базальтов и андезитов в горноблендиты происходит в условиях интенсивного привноса магния и железа ($\text{MgO} = 3,25\%$, $\Sigma\text{FeO} = 10,51\%$ — в вулканических породах; $\text{MgO} = 12,50\%$ и $\Sigma\text{FeO} = 15,92\%$ в горноблендитах)*. Наконец эти окислы на фронте гранитизации растворяются в больших масштабах и выносятся (зона Пл + Мк + Кв). В вулканогенной и карбонатной средах, где масса кальция больше, чем магния, подвижность кальция меньше, чем магния. Это относится особенно к гипабиссальным условиям. Даже при равных массах магний подвижнее кальция (Д. С. Коржинский, 1955). Поведение Fe^{2+} и Fe^{3+} связано с подвижностью кислорода и щелочностью среды. При высокой активности кислорода, что может иметь место при повышении щелочности растворов, закисное железо окисляется, а это вызывает повышение «удельной» железистости цветных минералов.

Анализ природных минеральных парагенезисов показывает, что при метасоматическом процессе только три окисла SiO_2 , Al_2O_3 и CaO были наиболее инертными. Это справедливо для метасоматических пород как щелочного так и нормально-щелочного рядов. Минеральные фации при постоянных внешних условиях однозначно определяются соотношением этих трех виртуальных инертных компонентов.

Матрицы для расчета моновариантных реакций составлены, исходя из реальных составов минералов (табл. 1). При расчете мультисистемы нормально-щелочного ряда плагиоклаз рассмотрен как две фазы — лабрадор с 60% Ан и андезин с 30% Ан. Состав плагиоклазов колеблется в широких пределах от 92 до 24% анортита. Это разделение, конечно, условное, но ближе к действительности. В щелочном ряду колебания в составе плагиоклазов сравнительно небольшие, обычно 18—38% Ан. Для упрощения расчета принят состав андезина (30% Ан). Составы роговых обманок и гранатов определены по данным химических анализов (табл. 2 и 3). Для роговой обманки щелочного ряда принят теоретический состав эденит — ферроэденита по Сундиусу (У. А. Дир и др. 1965). Пироксены в обоих рядах метасоматических пород мало отличаются по составу. Пироксен в метасоматических породах нормально-щелочного ряда имеет $\text{Эг}_0 \text{ Ди}_{75} \text{ Гед}_{25}$ ($\text{Ng} = 1,710$, $+2V = 52^\circ$, $\text{сNg} = 43^\circ$) состав, а щелочно-

* Растворы имеют глубинное происхождение. Значительные количества привнесенного железа и магния невозможно связать с остаточным кислым расплавом или раствором (Д. С. Коржинский, 1962).

Таблица 1

Матрицы для расчета пучков одновариантных ($n = -1$) трехкомпонентных мультисистем

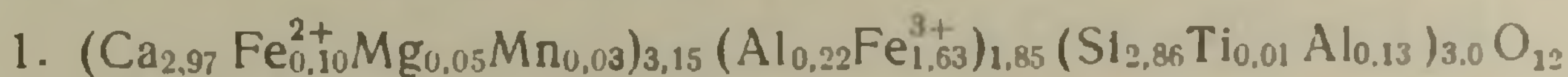
Одновариант- ный ($n = -1$) парагенезис		Инертные компо- ненты			Вполне подвижные компоненты					
		SiO ₂	0,5 Al ₂ O ₃	CaO	0,5 Na ₂ O	0,5 K ₂ O	FeO	MgO	0,5 Fe ₂ O ₃	0,5 H ₂ O
№ 2 — нормаль- но-щелочной ряд	Пл ₃₀	2,7	1,3	0,3	0,7	—	—	—	—	—
	Пл ₆₀	2,4	1,6	0,6	0,4	—	—	—	—	—
	Мк	3	1	0	—	1,0	—	—	—	—
	Ро/ $t=30$	6	3	2	0,8	0,2	0,75	1,75	1,0	2,0
	Ди/ $t=0$	2	0	1	—	—	—	1,0	—	—
	Кв	1	0	0	—	—	—	—	—	—
№ 1 — щелочной ряд	Пл ₃₀	2,7	1,3	0,3	0,7	—	—	—	—	—
	Мк	3	1	0	—	1,0	—	—	—	—
	Ро/ $t=50$	7	1	2	0,8	0,2	2,5	2,5	—	2,0
	Ди/ $t=0$	2	0	1	—	—	—	1,0	—	—
	Гр ₈₀	3	0,4	3	—	—	—	—	1,6	—
	Кв	1	0	0	—	—	—	—	—	—

Таблица

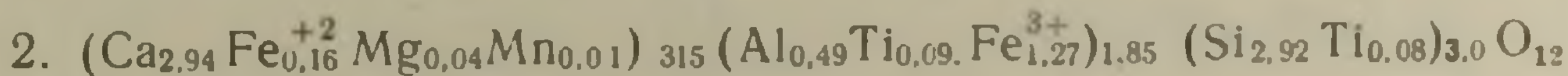
Химические составы и кристаллохимические формулы гранатов из меланитовых щелочных метасиенитов Сурбкарского массива

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	Σ
1	34,33	0,27	3,62	25,83	1,45	0,42	33,35	0,49	0,22	0,20	—	0,22	100,5
2	35,16	2,74	5,04	20,21	2,32	0,37	32,97	0,19	0,33	0,27	0,46	—	100,06 0

Кристаллохимические формулы андрадитов:



Аналитик А. И. Ерибекова (Хим. лаборатория НИГМИ АрмССР).



По данным Л. Л. Перчука, В. Л. Русинова, Т. Ш. Татевосяна (1965).

гс—Эг₇ Ди₇₃ Гед₂₀ ($Ng = 1,713$, $+2V = 60^\circ$, $cNg = 45^\circ$). Для упрощения расчетов содержание в клинопироксенах эгириновой и геденбергитовой молекул не учитывается.

Метасоматическая колонка на контакте интрузивных гранитоидов и вулканических толщ состоит из шести минералов Пл₆₀ Пл₃₀, Ро/ $t=50$, Ди/ $t=0$, Мк и Кв. Система из шести минералов при произвольных значениях температуры и давления, а также химических потенциалов вполне подвижных компонентов кроме виртуальных калия и натрия, имеет одну отрицательную степень свободы ($n = K_i + 2 - \varphi = 3 + 2 - 6 = -1$). Этим определяется состояние моновариантной ($n = -1$) мультисистемы метасоматических пород нормально-щелочного ряда.

Таблица 3

Химические составы и кристаллохимические формулы роговых обманок (чермакитов и гастингситов) из метасоматических пород нормально-щелочного ряда

Окислы	1191в	1191а	1198	2646	2645	2647
SiO ₂	39,46	41,80	40,72	37,55	41,97	37,75
TiO ₂	2,06	1,60	0,28	1,65	1,60	1,98
Al ₂ O ₃	10,74	21,61	20,70	19,70	22,42	18,81
Fe ₂ O ₃	8,78	4,98	7,86	2,24	6,35	9,63
FeO	8,75	8,57	8,57	8,75	8,86	9,43
MgO	12,98	5,09	5,51	13,98	3,29	12,71
CaO	14,17	11,86	12,64	12,81	12,27	12,45
MnO	0,26	0,30	0,20	0,24	0,25	0,38
Na ₂ O	1,17	2,10	1,90	1,17	2,00	1,17
K ₂ O	1,00	0,90	1,10	0,55	0,90	0,80
H ₂ O+	0,90	1,06	0,67	1,36	1,04	0,50
F	—	—	—	0,02	—	0,02
Σ	100,27	99,87	100,16	100,02	100,95	98,13

Кристаллохимические формулы:

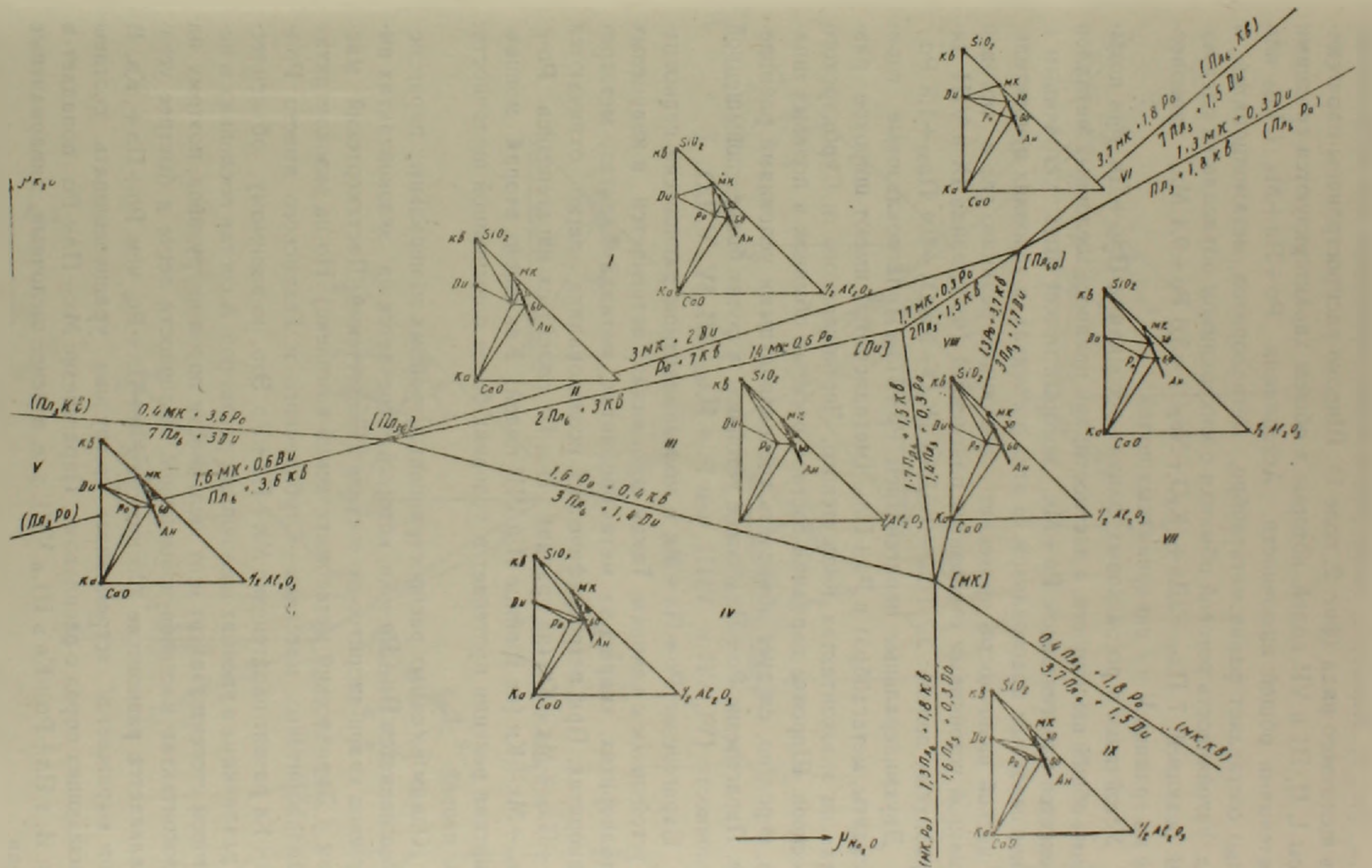
1. $(Ca_{2,26}Mn_{0,03}Na_{0,31}K_{0,20})_{2,83}(Fe^{2+}_{1,09}Mg_{2,89}Fe^{3+}_{0,99}Al_{0,03})_{5,0}(Si_{5,90}Al_{1,86}Ti_{0,24})_{8,0}O_{21,28}(OH)_{2,72}$
2. $(Ca_{1,89}Mn_{0,0}Na_{0,51}K_{0,18})_{2,72}(Fe^{2+}_{1,07}Mg_{1,14}Fe^{3+}_{0,56}Al_{1,23})_{5,0}(Si_{6,25}Al_{2,57}Ti_{0,18})_{8,0}O_{22}(O_{1,87}OH_{0,13})_{2,0}$
3. $(Ca_{2,04}Mn_{0,03}Na_{0,56}K_{0,28})_{2,85}(Fe^{2+}_{1,08}Mg_{1,23}Fe^{3+}_{0,88}Al_{1,81})_{5,0}(Si_{6,11}Al_{1,85}Ti_{0,04})_{8,0}O_{22}(O_{1,76}OH_{0,24})_{2,0}$
4. $(Ca_{1,94}Mn_{0,02}Na_{0,32}K_{0,09})_{2,37}(Fe^{2+}_{1,04}Mg_{2,96}Fe^{3+}_{0,24}Al_{0,76})_{5,0}(Si_{5,21}Al_{2,52}Ti_{0,17})_{8,0}O_{20,81}F_{0,01}OH$
5. $(Ca_{1,97}Mn_{0,03}Na_{0,58}K_{0,18})_{2,76}(Fe^{2+}_{1,10}Mg_{0,74}Fe^{3+}_{0,71}Al_{2,45})_{5,0}(Si_{6,30}Al_{1,52}Ti_{0,18})_{8,0}O_{22}(O_{0,95}OH_{1,05})_{2,0}O_{1,45}$
6. $(Ca_{2,0}Mn_{0,05}Na_{0,33}K_{0,16})_{2,54}(Fe^{2+}_{1,16}Mg_{2,79}Fe^{3+}_{1,06})_{5,0}(Si_{5,56}Al_{2,21}Ti_{0,22})_{7,99}O_{21,42}(F_{0,01}OH_{2,57})_{2,58}$

1) 1191в — гастингсит (мелкозернистый горнблендит, Сурбкар). 2) 1191а — чермакит (грубозернистый горнблендит, Сурбкар). 3) 1198 — чермакит (грубозернистый, горнблендит, Сурбкар). 4) 2646 — чермакит (грубозернистый горнблендит, Дарабасский метасоматический комплекс). 5) 2645 — чермакит (метагранодиорит, Сурбкар). 6) 2647 — гастингсит (метагранодиорит, Сурбкар).

Анализы выполнены в хим. лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитиками В. А. Бабаян и С. Г. Чаталян.

Теперь рассмотрим парагенезисы, соответствующие дивариантным полям и попытаемся показать существующие соответствия рассчитанных минеральных фаций с природными, определить поля устойчивости природных парагенезисов, в зависимости от химических потенциалов калия и натрия и т. д.

В природных парагенезисах отсутствуют ассоциации $Mk + Di + Pl_{30}$ и $Mk + Di + Kv$, т. е. самые высокощелочные для данной диаграммы (Vf



Фиг. 1. Диаграмма химических потенциалов щелочей для минеральных парагенезисов метасоматических пород нормально-щелочного ряда Баргушатского хребта.

поле, фиг. 1). Наоборот, такие фации очень характерны для метасоматитов щелочного ряда (фиг. 2, поле 1). Широко распространены парагенезисы I, II, III и VII полей, которые в общем характеризуются средними значениями общей щелочности. Ассоциация $Ро + Пл + Мк$ ($Пл_{30}$ или $Пл_{60}$) составляет фации метагаббро, метадиоритов, метамонцонитов и т. д. Устойчивость роговой обманки с микроклином объясняется следующей реакцией: $7 Пл_{60} + 3Ди + (K_2O + Na_2O) = 3,6 Ро + 0,4 Мк$, равновесной на границе V и I дивариантных полей.

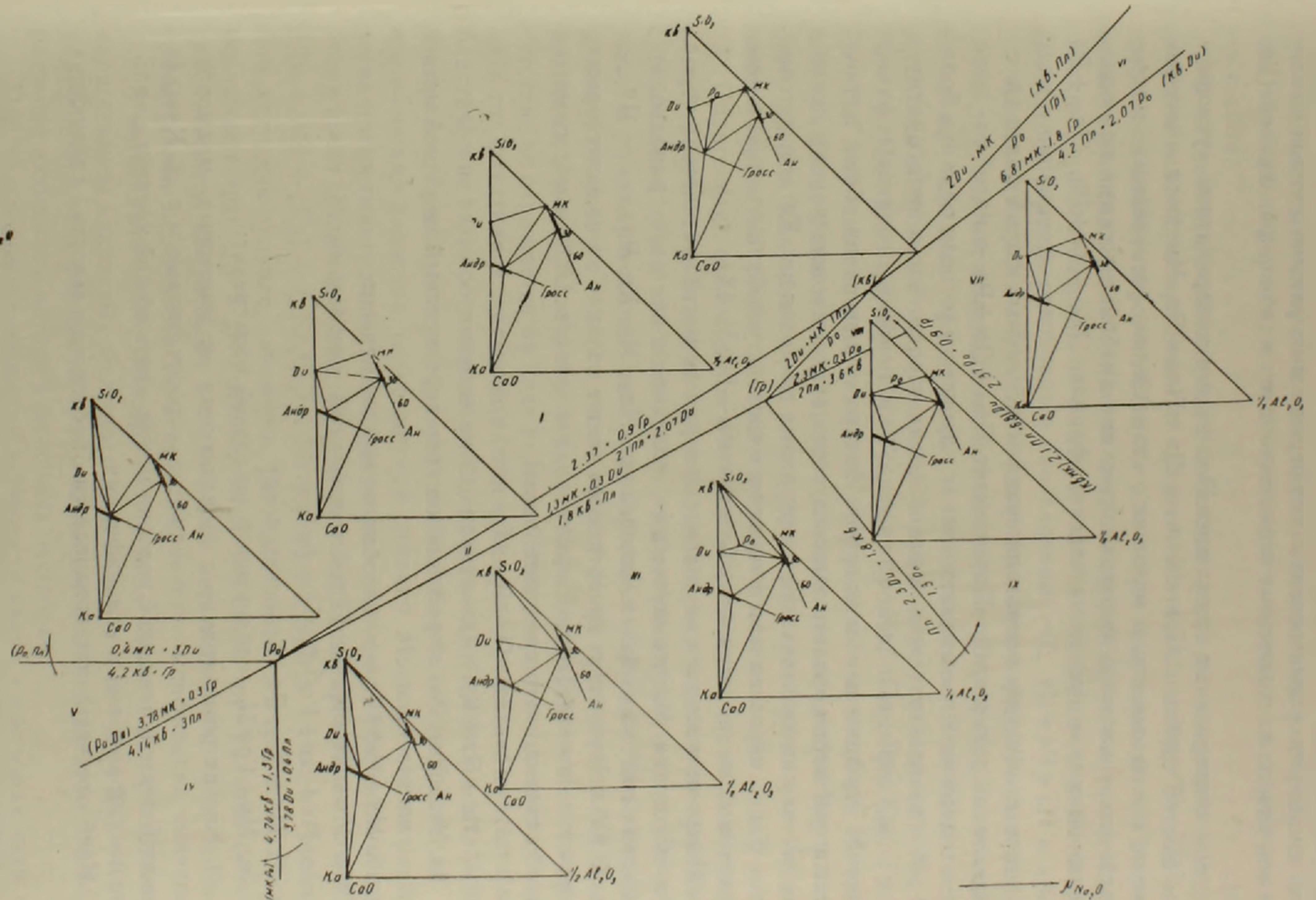
Устойчивая в роговиковых фациях ассоциация $Пл_{60} + Ди$, при повышении общей щелочности, в частности, при привносе щелочных металлов сменяется парагенезисом $Ро + Мк$, который может быть устойчивым с менее основным плагиоклазом. В этих роговиках, в условиях относительно низкой щелочности, протекает следующая реакция, где с роговой обманкой устойчивым становится плагиоклаз (на границе IX и VIII дивариантных полей): $3,7 Пл_{60} + 1,5Ди + (K_2O + Na_2O) = 0,4 Пл_{30} + 1,8 Ро$.

Двухминеральные парагенезисы $Ро + Пл_{60}$ (плагиоклазовые горн-блендиты, метагаббро) и $Ро + Пл_{30}$ (метадиориты) имеют широкое развитие на экзоконтактах Ковшутского, Лернашенского и Сурбкарского массивов. Широкие вариации состава роговых обманок и полевых шпатов, вероятно, следует объяснить трехвариантными условиями равновесия. Парагенезис $Ро + Пл_{30}$ более устойчив в полях более повышенной щелочности (VI, VII и VIII), чем $Ро + Пл_{60}$ (III, IV, V, IX).

Парагенезис $Ро + Пл + Мк$ в моновариантном равновесии становится устойчивым с кварцем. Такая ассоциация встречается в кварцевых метадиоритах, кварцевых метамонцонитах, метаадамеллитах, метагранодиоритах. При петрографических исследованиях легко отличаются $Ро + Пл_{60} + Мк + Кв$ (на границе II и III полей) от парагенезиса $Ро + Пл_{30} + Мк + Кв$ (на границе II и VIII полей). Как видно, вторая моновариантная реакция протекает в условиях более повышенной щелочности, чем первая.

Одним из самых распространенных тройных минеральных парагенезисов является $Пл + Ро + Кв$, который встречается на экзоконтактах интрузивов кварц-диоритового состава (Ковшутский, Дастакертский массивы и Дарабасский метасоматический комплекс). Но на экзоконтактах гранодиоритовых массивов—Сурбкарского и Гехинского вместо $Ро + Пл + Кв$ развит парагенезис $Мк + Пл + Ро$. Это, по-видимому, объясняется различиями в уровнях щелочности растворов. А состав последних в некоторой степени зависит и от щелочности пород интрузивов, поэтому на экзоконтактах массивов повышенной щелочности легче и быстрее устанавливается равновесие ассоциации $Мк + Пл + Ро$, чем $Ро + Пл + Кв$. В этом выражается «стремление» интрузива уравнивать составы вмещающих пород с расплавом. Парагенезис $Мк + Пл + Ро$ попадает в I и II, а $Пл + Ро + Кв$ в III и VIII, т. е. в менее щелочные дивариантные поля.

По мере повышения в растворах активности калия происходит реакция $2Пл_{30} + (0,5 K_2O) = Пл_{60} + Мк + (0,5 Na_2O)$, которая показывает,



Фиг. 2. Диаграмма химических потенциалов щелочей для минеральных парагенезисов метасоматических пород щелочного ряда Баргушатского хребта.

что в ассоциации с микроклином устойчивым становится более основной плагиоклаз. Это равновесие с индифферентными фазами роговой обманки или кварца на диаграмме совмещено с метастабильной линией (Кв, Ро).

Двухминеральная ассоциация $\text{Пл}_{60} + \text{Ди}$ в дивариантных условиях замещается тройным парагенезисом $\text{Ди} + \text{Пл}_{60} + \text{Ро}$. Имеются многочисленные факты, свидетельствующие о замещении роговиковых микроструктур крупно- и грубокристаллическими диабластическими или идио-бластическими в метасоматических фациях $\text{Пл}_{60} + \text{Ди} + \text{Ро}$, $\text{Пл}_{60} + \text{Ро} \pm \text{Мк}$ и $\text{Пл} + \text{Ро} + \text{Кв}$. Двухминеральная роговиковая ассоциация в виде реликтовых участков сохранена среди минеральных фаций более высокощелочных равновесий. Парагенезис $\text{Пл}_{60} + \text{Ди} + \text{Ро}$, в какой-то мере «переходный» и в последующих зонах пироксен и роговая обманка больше никогда не встречаются в равновесных парагенезисах метасоматических пород нормально-щелочного ряда. Исчезновение роговиковых фаций является хорошим доказательством быстрого повышения общей щелочности в растворах, фильтрующихся через вулканические породы основного состава на экзоконтакте интрузивных гранитоидов. Кстати, роговиковые фации пироксен-плагиоклазового состава устойчивы только в низкощелочных полях данной мультисистемы—IV, V, IX.

Теперь остановимся на анализе диаграммы метасоматических пород щелочного ряда. Метасоматическая колонка на контакте гранодиорит-известняк состоит из шести минералов: Пл_{30} , Мк , Кв , $\text{Ро}_{f=50}$, $\text{Ди}_{f=50}$, Гр_{30} . В различных зонах присутствуют также кальцит*, а из акцессорных минералов магнетит, сфен, циркон, апатит, анатаз. Общая метасоматическая колонка имеет следующий вид:

- I $\text{Мк} + \text{Пл} + \text{Кв} + \text{Ро}$ —гранодиорит, адамеллит, гранит;
1. $\text{Мк} + \text{Пл} + \text{Кв} + \text{Ди}$ —кварцевый метасиенит;
- 2а. $\text{Мк} + \text{Ди} + \text{Ро}$ —роговообманково-пироксеновый щелочной метасиенит;
- 2б. $\text{Мк} + \text{Пл} + \text{Ро}$ —роговообманковый метасиенит;
- 2в. $\text{Мк} + \text{Ди} + \text{Кв}$ —кварцевый щелочной метасиенит;
- 3в. $\text{Мк} + \text{Ди} + \text{Ро} + \text{Гр}$ —святоносит;
- 3б. $\text{Мк} + \text{Ди} + \text{Ро} + \text{Гр}$ —святоносит;
- 3а. $\text{Мк} + \text{Гр} + \text{Пл}$ —меланитовый щелочной метасиенит;

II. Кальцитовый мрамор с пропластками доломитовых мраморов, различные кальцифиры—везувигиновые, гроссуляровые и т. д. Каждая зона этой метасоматической колонки может иметь общий контакт с кальцитовыми мраморами и кальцифирами

Наиболее четко устанавливается последовательность следующих

* Кальцит присутствует в качестве дополнительно осажденного минерала, компенсирующий изменение объема. Метасоматические процессы на контакте гранитоид-известняк, а также гранитоид-вулканическая порода происходят в условиях постоянного объема, поэтому при невариантных равновесиях $\varphi = K, +$

зон: гранодиорит—кварцевый метасиенит—кварцевый щелочной метасиенит—меланитовый щелочной метасиенит. Святоноситы изолированы от этих зон кальцифирами, и трудно установить истинное взаимоотношение с ними.

В метасоматических породах щелочного ряда диопсид почти всегда окружен каймой эгирин-авгита ($Ng = 1,752—1,730$, $c:Ng = 70—73$)°, а микроклин альбитизирован. Есть все основания предполагать, что эгиринизация диопсида и альбитизация микроклина происходят в конце образования данной минеральной фации в условиях повышения концентрации натрия в растворах.

Анализ диаграммы (фиг. 2) позволяет выявить ряд общих закономерностей, подтверждающих геологические и петрографические исследования на контакте гранитоидов с известняками. Некоторые теоретически возможные парагенезисы в природе не установлены: $Mk + Po + Gr$, $Pl + Di + Kv$, $Kv + Pl + Gr$, $Mk + Gr + Kv$, $Pl + Po + Kv$, $Gr + Po + Pl$, и трудно сказать, что какой-нибудь из них может быть обнаружен при дальнейших исследованиях щелочных метасоматитов Баргушатского хребта. Как правило, во всех природных парагенезисах не встречаются совместно гранат с кварцем и гранат с плагиоклазом.

Парагенезис святоноситов $Mk + Di + Gr$ попадает в поля высокой общей щелочности. Эта зона известна в тыловых частях метасоматической колонки, т. е. в наиболее глубоко измененных гранитоидах. Но нередко в этом парагенезисе участвует и роговая обманка. Четырехминеральное равновесие такого типа находится на границе I и VI дивариантных полей. Гранат в таком равновесии индифферентен, и его присутствие не отражается на ходе реакции. Этим, вероятно, следует объяснить тот факт, что в святоноситах $Mk + Di + Po + Gr$ состава отсутствуют бластические взаимоотношения между кристаллами граната и остальных минералов. Гранат всегда образует пойкилобластические кристаллы с включениями диопсида, редко роговой обманки. Моновариантное равновесие четырехминерального состава святоноситов с индифферентным гранатом имеет следующий вид (на границе I и VI дивариантных полей): $2Di + Mk + \{Gr\} + (Na_2O) \rightarrow Po + \{Gr\} + (K_2O)$. Но в щелочном ряду, как правило, пироксен, роговая обманка и гранат взаимно исключают друг друга. Это наблюдается при смене минеральных фаций гранодиоритов кварцевыми и щелочными метасиенитами, а последних гранатовыми щелочными метасиенитами.

В метасоматических породах этого ряда широко распространены парагенезисы кварцевых щелочных метасиенитов ($Mk + Di + Kv$). Клинопироксен в этих фациях по краям замещается эгирин-авгитом при возрастании активности натрия в щелочных растворах.

При дальнейшем повышении активности калия в растворах кварцевые щелочные метасиениты замещаются меланитовыми щелочными метасиенитами $Mk + Gr$ состава, которые устойчивы в пределах V, I и VI полей. Как видно из диаграммы, эта двухминеральная ассоциация может существовать только в условиях высокой щелочности, где

$\mu_{K_2O} > \mu_{Na_2O}$. В этой фации клинопироксен неустойчив и замещается гранатом. Очень характерны псевдоморфозы андрадита по диопсиду — призматические, длиннопризматические, нередко копьевидные, удлиненные кристаллы. Много реликтовых включений диопсида в гранатах. Образование этой зоны можно объяснить следующими реакциями:

1. $2,1 \text{ Пл} + 2,7 \text{ Ди} + (K_2O) \rightarrow 2,37 \text{ Мк} + 0,9 \text{ Гр} + (Na_2O)$.
2. $3 \text{ Пл} + 4,14 \text{ Кв} + (K_2O) \rightarrow 3,78 \text{ Мк} + 0,3 \text{ Гр} + (Na_2O)$.
3. $4,2 \text{ Пл} + 2,07 \text{ Ро} + (K_2O) \rightarrow 6,81 \text{ Мк} + 1,8 \text{ Гр} + (Na_2O)$.

Имея в виду факты замещения клинопироксена гранатом, можно предполагать, что в данном случае имели место реакции первого типа. Конечно, не исключаются и другие способы образования гранат-микроклиновой ассоциации. Трехвариантными условиями равновесия следует объяснить колебания железистости в зональных гранатах щелочных метасиенитов. Содержание андрадитового минала колеблется в пределах 60—80%. При образовании Мк+Гр зоны за счет Мк+Ди+Кв+Пл, содержание кремнезема в породе не меняется, а кварц исчезает, так как при образовании микроклина расходуется большое количество кремнезема не только полевых шпатов, которого явно не хватает, но и кварца. Остается постоянным также содержание кальция, который выделяется или в виде кальцита, или входит в состав гранатов.

Четырехминеральный парагенезис Мк+Пл+Кв+Ди может быть равновесным в моновариантных условиях на границе III и II дивариантных полей. В природных фациях он неустойчив и сменяется более устойчивым парагенезисом Мк+Ди+Кв. В природе более вероятны системы с двумя и более степенями свободы, чем объясняется устойчивость вообще двух- и трехминеральных парагенезисов. При петрографических исследованиях можно проследить процесс постепенного уменьшения содержания плагиоклаза, который замещается микроклином. Метасоматическая зона кварцевых метасиенитов Мк+Пл+Кв+Ди также является «переходной», в двухвариантном равновесии она сменяется устойчивым парагенезисом Мк+Кв+Ди.

Парагенезисы метасоматических пород щелочного ряда Сурбкарского массива ранее были рассчитаны автором (1963); в этой работе приведены также геологические данные о метасоматическом характере окружающих пород ряда горнблендит-метагранит. Впоследствии Л. Л. Перчуком, В. Л. Русиновым и Т. Ш. Татевосяном (1965) изучено строение и физико-химические условия формирования пород Сурбкарского массива, составлены моновариантные диаграммы минеральных парагенезисов метасоматических пород в зависимости от химических потенциалов щелочных металлов.

В заключение следует отметить, что геологические условия формирования интрузивов Баргушатского хребта и проведенный парагенетический анализ экзоконтактовых метасоматических пород позволяют считать, что явления магматического замещения в образованиях обоих ря-

дов отсутствуют. Процесс гранитизации, по Д. С. Коржинскому, представляет собой инфильтрационное магматическое замещение и разделяется на две стадии: а) стадия метасоматического замещения вмещающих пород и приближения их состава к составу замещающей интрузии, б) стадия магматического состояния (гомогенизации) и последующей эвтектической кристаллизации. Эта вторая стадия может и не проявиться, особенно в средних и малых глубинах, что устанавливается и на примере метасоматических пород Баргушатского хребта.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 25.IV.1967.

2. Պ. ԳՈՒՅՈՒՄՋՅԱՆ

ՄԻԱՎԱՐԻԱՆՏ ($n = -1$) ԵՌԲԱՂԱԴՐԻԶ ՄՈՒՆՏԻՍԻՍՏԵՄՆԵՐ ԲԱՐԳՈՒՇԱՏԻ ՆՈՐՄԱԼ-ԱԼԿԱԼԱՅԻՆ ԵՎ ԱԼԿԱԼԱՅԻՆ ՇԱՐՔԵՐԻ ՄԵԹԱՍՈՄԱՏԻԿ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՀԱՄԱՐ

Ա. մ փ ո փ ո լ մ

Բարկուշատի ինտրուզիվ գրանիտոիդների կոնտակտային մասերում առաջացած բարձր ջերմաստիճանային մեթասոմատիկ ապարների համար (պլագիոկլազային հորնբլենդիտ, մետագաբրո, մետադիորիտ, մետագրանոդիորիտ, մետամոնցոնիտ, ինչպես նաև մետասիենիտ և ալկալային մետասիենիտ, սրվյատոնոսիտ և այլն) հաշվված են բազմափնջային $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ դիագրամներ:

Կառուցված միավարիանտ մոլտիսիստեմները՝ նորմալ-ալկալային և ալկալային շարքերի մեթասոմատիկ ապարների համար, թույլ են տալիս որոշել բնական միներալային պարագենեզիսների կայունության դաշտերը, առաջացման հաջորդականությունը, բացատրել ֆազիաների փոխակերպումների որոշ օրինաչափություններ:

Մեթասոմատիկ ապարների ծագումը հիմնավորվում է երկրաբանական, ստրուկտուրային, միներալոգիական և պետրոգրաֆիական տվյալներով, ժրխտրվում է դրանց ծագման մասին գոյություն ունեցող ավանդական տեսակետը (գրանիտոիդային հալոցքի կողմից ներփակող հրաբխային և կարբոնատային ապարների ասիմիլացում):

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гукасян Р. Х. и Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, XVIII, № 3—4, 5.
2. Гуюмджян О. П. Образование щелочных метасоматитов на контакте интрузии Сурбкра (Пир-Кая) Баргушатского хребта. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. XVI, № 3, 1963.
3. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. II, Изд. «Мир», М., 1965.

4. Жариков В. А. Вопросы общей теории мультисистем. 1. Одновариантные ($n = -1$) мультисистемы. В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд. АН СССР, 1961.
5. Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. В сб. «Акдамеку Д. С. Белянкину». Изд. АН СССР, 1946.
6. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях.» Изд. АН СССР, 1955.
7. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд. АН СССР, 1957.
8. Перчук Л. Л., Русинов В. Л., Татевосян Т. Ш. Геологические и физико-химические закономерности формирования минеральных ассоциаций массива Пирешкая, Баргушатского хребта южной Армении. Ер. Гос. ун-т. Уч. записки, т. 99, Ереван, 1965.
9. Татевосян Т. Ш. Интрузивные породы Баргушатского хребта. «Геология Армянской ССР», т. III, Петрография интрузивных пород. Изд. АН Арм. ССР, 1966.

Г. А. САРКИСЯН, Э. М. НАЛБАНДЯН

К ВОПРОСУ О СООТНОШЕНИИ ПРОЦЕССОВ ПРОПИЛИТИЗАЦИИ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В ЮРСКОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ КАФАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Одним из наиболее интересных и проблематичных вопросов геологии колчеданных месторождений является вопрос соотношений во времени процессов пропилитизации и региональных зеленокаменных изменений и их связи с колчеданным оруденением.

Сложность данного вопроса заключается в том, что до настоящего времени не выработаны достаточно четкие объективные признаки для различия этих сходных по минеральным ассоциациям образований. С другой стороны, определенные черты сходства в способе образования однотипных минеральных парагенезисов пропилитов и зеленокаменно-измененных пород (в основном их поздне- и поствулканический характер) дают основание исследователям считать пропилитами любые региональные зеленокаменные изменения вулканогенных пород, различия минеральных парагенезисов которых объясняются их возрастными особенностями, конкретными условиями глубинности и температурой протекания процессов зеленокаменных изменений (Коржинский, 1961; Василевский, 1966).

Исторический обзор эволюции взглядов на термины «пропилит» и «пропилитизация» разносторонне освещен в работах Р. Котса (1940); Д. С. Коржинского (1948); Н. И. Наконника (1954, 1963); В. П. Логина и В. Л. Русинова (1965); М. М. Василевского (1966). Из этих обзоров следует, что основными спорными моментами в рассматриваемой проблеме являются вопросы геологии и способа образования пропилитов (и зеленокаменно-измененных пород вообще) и отношения их к оруденению. В отношении минералогического состава, минеральных типов, зональности, вопросов глубинности и температуры образования пропилитов и зеленокаменно-измененных пород у большинства исследователей наблюдаются более или менее одинаковые взгляды.

В настоящее время предлагаются следующие точки зрения на способы образования пропилитов: автогидротермальный, поствулканический, околожильный и динамометаморфический.

При изучении гидротермально-метасоматических преобразований юрской вулканогенной формации Кафанского рудного поля получены данные, позволяющие разграничить собственно пропилитизацию от региональных зеленокаменных изменений и установить связь первых с медно-полиметаллическим оруденением.

Кафанское рудное поле является представителем жильного и прожилково-вкрапленного типа медно-полиметаллического оруденения колчеданной формации. Приурочено оно к юрской эвгеосинклинальной вул-

каногенно-осадочной толщи и характеризуется строгой стратифицированностью в пределах доверхнеюрских образований.

Размещение оруденения контролируется брахиантиклинальной структурой, зонами дорудных разломов и выходами субвулканических тел дацитовых (кварцевых) порфиров. Существуют убедительные данные, свидетельствующие о среднеюрском возрасте и генетической связи оруденения с очагами среднеюрского вулканизма.

В пределах юрской вулканогенной формации Кафанского рудного поля наблюдается региональная вертикальная зональность, выраженная в стратифицированности разнотипных комплексов изменений в отдельных ярусах юрского периода в связи с поствулканической гидротермальной деятельностью различных этапов вулканического цикла. Сравнительная характеристика этих комплексов приведена в таблице 1.

Полный разрез метаморфических образований юрской-нижнемеловой толщи представлен следующим образом.

1. Средняя юра. а) нижний байос. Регионально проявленный процесс зеленокаменных изменений диабазовых, андезитовых и дацитовых порфиритов, лавобрекчий андезитового состава и определенной группы даек диабазовых, андезитовых и дацитовых порфиритов. Зеленокаменные изменения выражены актинолитизацией, эпидотизацией, альбитизацией, хлоритизацией, окварцеванием, пренитизацией, гематитизацией и, редко, карбонатизацией.

Отличительной особенностью зеленокаменных изменений этой толщи, известной в литературе под названием «эпидотизированных брекчиевидных нижних порфиритов», является: пруроченность к наиболее эродированным участкам брахиантиклиналии; строгая стратифицированность в нижнебайосской толще; однообразие минерального состава по всему разрезу (600—800 м).

б) верхний байос. Низкотемпературная пропилитизация (безэпидотовая), сопряженная с процессами вторичного кварцитообразования по андезитовым, андезито-дацитовым и дацитовым порфиритам Барабатурской толщи, субвулканическим и дайковым телам диабазов, андезитов и дацитов.

Характерные особенности описываемых пропилитов: локальное распространение по периферии массивов вторичных кварцитов и контроль их зонами дорудных разломов; четко выраженная горизонтальная и вертикальная зональность: последайковый (послесубвулканический) — предрудный характер.

Вторичные кварциты представлены монокварцевой, серицит-кварцевой, алунит-кварцевой, диксит-кварцевой, пиррофиллит-дикситовой, диаспор-дикситовой, диаспор-пиррофиллит-дикситовой фациями (последние три фации бескварцевые).

* Возраст околорудных серицитов полиметаллической стадии, завершающей медно-колчеданное оруденение, равен 149—150 млн. лет. Определения возраста произведены кали-аргоновым методом в радиологической лаборатории ИГН АН Арм. ССР на образцах авторов.

Таблица 1

Возраст	Нижний байос (н. юра)?)	Верхний байос	Верхняя юра-нижний мел
Генезис	Поствулканический	Поствулканический	Поствулканический
Характер распространения	Региональный	Локальный	Региональный
Характер и тип процесса	Изохимический метаморфизм	Аллохимический инфильтрационно-диффузионный метасоматизм	Изохимический метаморфизм
Типы изменений	Актинолитизация, эпидотизация, хлоритизация, альбитизация, пренитизация, окварцевание, гематитизация, карбонатизация	Хлоритизация, альбитизация, окварцевание, карбонатизация, серицитизация, диккитизация, пиррофиллитизация, диаспоризация, алунитизация, огипсование, пиритизация	Хлоритизация, альбитизация, карбонатизация, цеолитизация, селадонизация, палагонитизация, гематитизация, халцедонизация, пренитизация
Минеральные парагенезисы	Альбит-актинолит-эпидотовая, альбит-хлорит-эпидовая, альбит-пренит-эпидотовая	Альбит-хлорит-кварцевая, хлорит-кварцевая, карбонат-хлорит-кварцевая, серицит-хлорит-кварцевая	Карбонат-альбит-хлоритовая
Зональность	Слабо выраженная вертикальная, а при ее отсутствии—горизонтальной	Четко выраженная полифазальная горизонтальная и вертикальная	Не изучена
Температура	Высокая и средняя	Средне-низкая	Низкая
Глубинность	Гипабиссальная	Субвулканическая	Приповерхностная
Связь с интрузивами, субвулканами и зонами разломов	Отсутствует	Приуроченность к выходам субвулканических тел дацитовых порфиров и к зонам дорудных разломов	Отсутствует
Региональный динамометаморфизм	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует
Отношение к оруденению	Дорудные	Предрудные	Пострудные
Процессы стадии выщелачивания	Не проявлены	Вторичные кварциты: монокварцевая, серицитовая, диккитовая, алунитовая, пиррофиллитовая, диаспоровая фации	Не проявлены

В массивах вторичных кварцитов развита моно- и полифациальная горизонтальная и вертикальная зональность. Геологические (присутствие галек вторичных кварцитов в основании верхнего осадочного комплекса верхнебайосского возраста) и радиологические данные (150—155 млн. лет по данным кали-аргонового метода) свидетельствуют о доверхнеюрском возрасте вторичных кварцитов и низкотемпературных пропилитов в генетической связи с поствулканической деятельностью очагов верхнебайосского вулканизма.

2. Верхняя юра-нижний мел. Слабо выраженная региональная хлоритизация и альбитизация с участками локальной карбонатизации, цеолитизации, пренитизации, селадонитизации, палагонитизации, халцедонизации. Метаморфическая зональность внутри верхнеюрской формации слабо изучена. Несмотря на некоторые черты сходства минерального состава этих новообразований с определенными фациями верхнебайосских пропилитов, геологические данные—трансгрессивное перекрывание с угловым несогласием среднеюрских пород—свидетельствуют о независимости этих процессов от среднеюрских.

По своему генезису верхнеюрские метаморфические процессы связаны, по-видимому, с поздне- и поствулканической деятельностью очагов верхнеюрского-нижнемелового (?) возраста.

Рассматривая в целом вертикальную метаморфическую зональность юрских вулканогенных образований, нетрудно убедиться, что фактически в вертикальном разрезе наблюдается смена высокотемпературных минеральных парагенезисов (более глубинных), низкотемпературными (приповерхностными). С минералогической точки зрения каждый из этих парагенезисов удовлетворяет понятию термина «пропилит», различаясь лишь по температуре и глубинности (в соответствии с фациями пропилитов по Д. С. Коржинскому).

Таким образом, оперируя современным понятием термина «пропилит», на Кафанском рудном поле следует признать наличие единого поствулканического процесса зеленокаменных изменений, выраженного в зависимости от глубинности и температуры разными минеральными парагенезисами. В отношении зеленокаменных изменений верхнеюрских-нижнемеловых образований было отмечено, что их нельзя считать членом единого ряда вертикальной зональности, так как геологические данные свидетельствуют о независимости (самостоятельности) этих процессов от среднеюрских (перерыв и угловое несогласие между средней и верхней юрой).

Наибольший интерес представляет вопрос взаимоотношений зеленокаменных изменений актинолит-эпидот-хлоритовой и хлорит-кварцевой (безэпидотовой) ступеней, стратифицированных соответственно в нижне- и верхнебайосских образованиях. Этот вопрос интересен еще и тем, что байосская толща является стратиграфически единой, и, с этой точки зрения, зеленокаменные изменения ее с полным основанием можно считать результатом единого поствулканического процесса доверхнеюрского времени. По существующим представлениям генезис эпидотизированных

«нижних» порфиритов связывается с автометаморфизмом «нижних» порфиритов, в связи с выделением газогидротерм из застывающих эффузивных потоков (Малхасян, 1966).

Кроме того Э. Г. Малхасян предполагает активную роль процессов регионального динамометаморфизма, осложненную действием послемагматических растворов нижнемеловых (?) малых интрузивов габбро-диабазов. По другим представлениям, региональный зеленокаменный метаморфизм является наложенным на пропилитизацию, на зоны околорудных изменений и колчеданное оруденение в связи с синорогенным метаморфизмом средних стадий развития эвгеосинклиналей (Буадзе и Твалчрелидзе, 1966).

Анализ материалов по Кафанскому рудному полю показывает, что приведенные выше представления не могут быть приемлемы по следующим соображениям. Мнению В. И. Буадзе и Г. А. Твалчрелидзе противоречат факты отсутствия метаморфизма колчеданных руд (исключая случаи метаморфизма руд на контакте их с пострудными дайками габбро-диоритов и диабазов), а также несоответствие степени метаморфизма «нижних» порфиритов и залегающих в них даек габбро-диоритов, диабазов и др., связанных, по общепринятому мнению, с нижнемеловым циклом магматизма. Автометаморфическая природа зеленокаменных изменений «нижних» порфиритов не подтверждается по следующим причинам.

Изучение характера и степени метаморфизма даек различного состава, залегающих в юрской толще, показало, что среди всего многообразия дайковых пород (независимо от того, известна ли их верхняя возрастная граница и с каким циклом магматизма они генетически связаны) выделяются две резко различные группы по их отношению к процессам региональных зеленокаменных изменений.

В частности, в эпидотизированной толще «нижних» порфиритов, характеризующейся максимальной насыщенностью дайками различного состава и возраста, одна группа даек диабазовых, андезитовых и дацитовых порфиритов отчетливо охвачена однотипными с вмещающими их породами изменениями (эпидотизацией, альбитизацией, хлоритизацией, окварцеванием), тогда как вторая группа даек—габбро-диориты, диоритовые порфириты, микродиориты, диабазы и другие выделяются сохранностью первичного минерального и химического состава. Характер изменений даек этой группы полностью соответствует степени метаморфизма вмещающих их верхнебайосских и верхнеюрских пород (слабая альбитизация, хлоритизация, карбонатизация, окварцевание, редко пренитизация).

Вышеизложенное позволяет признать, что региональный зеленокаменный метаморфизм нижнебайосской толщи имел место после образования толщи «нижних» порфиритов и связанного с циклом их формирования дайкового комплекса основных, средних и кислых пород. Следовательно, зеленокаменные изменения толщи «нижних» порфиритов следует рассматривать как типичный поствулканический процесс, генетически

связанный с заключительной деятельностью очагов нижебайосского вулканизма.

Суммируя все вышесказанное, необходимо отметить, что с точки зрения характера развития, особенностей и типов метаморфических преобразований каждому завершённому этапу вулканизма юрского вулканического цикла соответствует свой специфичный комплекс независимых поствулканических гидротермальных «зеленокаменных изменений», различающийся условиями глубинности и температуры образования и соответствующий разным ступеням пропилитов (Коржинский, 1961; Логинов и Русинов, 1965; Василевский, 1966). В отношении колчеданного оруденения зеленокаменные изменения нижебайосской толщи являются дорудными, а зеленокаменные изменения в рехеюрской толщи — пострудными образованиями. Наибольшую временную близость к оруденению обнаруживают «зеленокаменные изменения» верхнебайосской толщи, сопряженные с процессами вторичного кварцитообразования. С этой точки зрения желательно подчеркнуть, что отождествление многообразных проявлений процессов зеленокаменных изменений под общим названием «пропилитизация» представляется неоправданным, поскольку теряет свой генетический смысл и поисковое значение термин «пропилитизация», хотя общеизвестно, что пропилиты стадии выщелачивания, не являясь строго околорудными образованиями, тем не менее выявляют определенную парагенетическую связь с колчеданным оруденением. Отмечаемое М. М. Василевским закономерное изменение минеральных парагенезисов «пропилитизированных» пород в разных этапах единого тектоно-магматического цикла различных геосинклиналей в общем случае от высокотемпературных (глубинных) к низкотемпературным (малоглубинным) на Кафанском рудном поле наблюдается в течение одного раннего этапа развития тектоно-магматического цикла. Причем, как было показано выше, это закономерное изменение минеральных парагенезисов является следствием трех самостоятельных поствулканических процессов, выраженных различно в зависимости от глубинности и температурных условий протекания процессов.

Учитывая вышесказанные данные о признаках сходства и различия трех типов «пропилитизации» (см. таблицу) юрских вулканогенных образований Кафанского рудного поля, нам представляется целесообразным сохранить термин «пропилитизация» лишь за теми зеленокаменными изменениями, которые являются следствием проявления стадии кислотного выщелачивания в связи с поствулканической деятельностью определенного возраста. Проявление стадии выщелачивания на разных уровнях глубинности и при разных температурах обуславливает и многообразие минеральных парагенезисов пропилитов и связанных с ними продуктов стадии кислотного выщелачивания.

Հ. Ա. ՍԱՐԲԻՍՅԱՆ, է. Մ. ՆԱԼԲԱՆԴՅԱՆ

ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱԴԱՇՏՈՒՄ ՅՈՒՐԱՅԻ ՀՐԱԲԵԱԾԻՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՅԻ ՊՐՈՊԼԻՏԱՑՄԱՆ ԵՎ ՌԵԳԻՈՆԱԼ ԿԱՆԱԶ-ՔԱՐԱՅԻՆ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅԱՆ ԵՐԵՎՈՒՅԹՆԵՐԻ ՓՈԽԱՐԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոգվածում շարադրվում են ռեգիոնալ կանաչ-քարային փոփոխությանը և պրոպլիտացումը իրարից զատող փաստեր, ինչպես նաև նրանց փոխհարաբերությունը կոլլեգանային հանքայնացման հետ:

Յուրայի-ստորին կավձի հրաբխածին առաջացումների վերտիկալ մետամորֆիկ զոնալականության անսլիպի, ինչպես նաև նրանց մեջ տեղադրված տարբեր հասակի երակային ապարների մետամորֆիզմի բնույթի և աստիճանի ուսումնասիրության հիման վրա ցույց է տրված, որ հանքադաշտի հրաբխածին առաջացումների վերտիկալ հաստվածքում նկատվող մետամորֆիկ զոնալականությունը՝ սկսած հիպաբիսալ (ակտինոլիտ-էպիդոտային և քլորիտ-էպիդոտային ֆազիաներ), ապա սուբվոլկանիկ (անէպիդոտ պրոպլիտներ և երկրորդական քվարցիտներ) դեպի անդրմակերեսային (քլորիտ-կարբոնատային, ցեոլիտ պարունակող և այլ ֆազիաներ) առաջացումները, հանդիսանում է ոչ թե մի պրոցեսի արդյունք, այլ պայմանավորված է երեք ինքնուրույն և ըստ ժամանակի իրարից կտրված հետհրաբխային պրոցեսներով, կապված համապատասխանաբար՝ ներքին բայոսի, վերին բայոսի և վերին յուրա-ներքին կավձի հրաբխականության օջախների հետ:

Ներկայումս նկատվող տենդենցը — նույնացնել իրար նմանվող ըստ մի-ներալային պարագենեզիսի և առաջացման պայմանների ռեգիոնալ կանաչ-քարային փոփոխությունները մի ընդհանուր՝ պրոպլիտացիա անվան տակ, ըստ հեղինակների, որոշ շափով արդարացված չէ, քանի որ այդ դեպքում պրոպլիտիզացիան դադարում է որոնողական հատկանիշ լինելուց:

Ղափանի հանքադաշտում երկրաբանական և ռադիոլոգիական տվյալներով հաստատված է ցայտուն կապ ըստ ժամանակի՝ հանքացման և ցածր ջերմաստիճանի պրոպլիտների միջև, համակցված վերին բայոս — մինչ վերին յուրայի հետվոլկանիկ հիդրոթերմալ պրոցեսների թթվային տարալուծման փուլի արդյունքների հետ: Այս տեսանկյունից վերին բայոսի պրոպլիտները (անէպիդոտ) և երկրորդական քվարցիտները չի կարելի նույնացնել ներքին բայոսի և վերին յուրայի ռեգիոնալ կանաչ-քարային փոփոխություններին, քանի որ նրանք կոլլեգանային հանքայնացման հետ կապված չեն:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Буадзе В. И., Твалчрелидзе Г. А. Фации регионального и околорудного метасоматизма на примере колчеданных месторождений Кавказа и сопредельных провинций. Мат. ко II конференции по околорудному метасоматизму, Л., 1966.
2. Василевский М. М. О понятии «пропплит» и процессе пропплитизации. Зап. Всесоюз. мин. общ., ч. ХСУ, в. 6, 1966.
3. Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. ИГи АН СССР, в. 68, 1948.

4. Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, в. 19, 1961.
5. Малхасян Э. Г. Постмагматические процессы юрского вулканического цикла Малого Кавказа. «Современный вулканизм». Тр. II Всесоюз. вулканологического совещания, т. 1, 1966.
6. Наковник Н. И. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Зап. Всесоюз. мин. общ., ч. 83, в. 2, 1954.
7. Coats R. Propylitization and related types alteration on the Comstock Lode. Econ. Geol., v. 35, № 1, 1940.

А. И. КАРАПЕТЯН

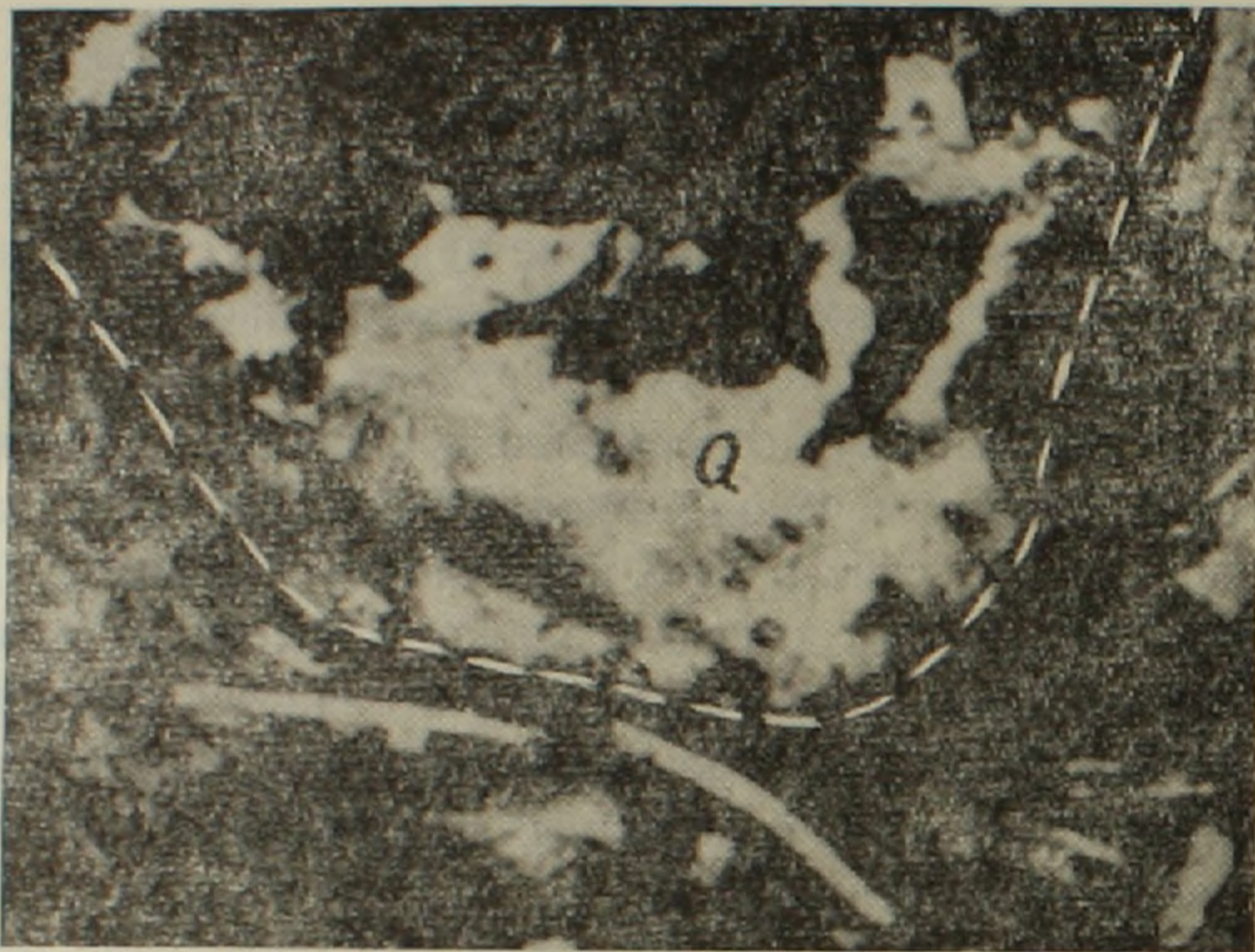
ТИПЫ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА КОЛЧЕДАННЫХ РУД
ВДОЛЬ ПОСТРУДНЫХ ДАЕК КАФАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Существующие в настоящее время противоречивые воззрения о возрасте и генезисе колчеданного оруденения Кафанского месторождения в значительной мере исходят из недостаточной выясненности вопросов соотношений жильных пород и оруденения. В имеющихся до сих пор работах по рассматриваемому вопросу не приводятся таких данных, которые позволили бы однозначно решить вопрос наличия пострудных даек. Общеизвестные факты пересечения рудных тел дайками трактуются различными исследователями совершенно по-разному. Многие из них, на основании фактов пересечения, выделяют как дорудные, так и пострудные дайки, другие, считая это пересечение «ложным», отрицают вообще наличие пострудных даек в пределах Кафанского рудного поля. При этом для отрицания пострудных даек отмечается отсутствие признаков температурного и механического воздействия даек на руды и карбонатные прожилки, наличие сульфидных прожилков в дайках в местах пересечения с рудными жилами.

Детальное микроскопическое изучение большого количества шлифов, аншлифов и полированных штуфов, отобранных из различных участков пересечения дайками рудных жил, привело к выявлению целого ряда фактов, свидетельствующих о механическом, термическом и гидротермально-метасоматическом воздействии даек на колчеданные руды. Полученные факты имеют важное научное и практическое значение. Подтверждая наличие пострудных даек в пределах рудного поля, они, с одной стороны, позволяют подойти к решению вопроса возраста и генезиса оруденения, с другой—способствуют пониманию ряда вопросов контактового метаморфизма руд и других процессов, сопровождающих внедрение даек в рудные тела и оруденелые зоны.

Интенсивность и характер контактового метаморфизма колчеданных руд вдоль пострудных даек, в зависимости от конкретных условий (мощность даек, минеральный состав контактирующих руд и др.) могут быть совершенно разными. Отдельные типы метаморфизма могут быть проявлены очень слабо или вообще отсутствовать. Признаки механического воздействия магмы даек в большинстве случаев отсутствуют, а интенсивное дробление и тонкое брекчирование рудных минералов, по существу, обусловлено воздействием не самих даек, а связано с формированием вмещающих траппов. Интересный факт такого характера установлен вдоль дайки диабазового порфирита (мощностью 7—8 м) на горизонте 1009 м (Саралых 2) рудника 7—10, где дайка пересекает интенсивно оруденелую зону медноколчеданных руд. Контакт дайки с рудой неровный, «спаянный», без каких-либо признаков смещения, рассланце-

вания и катаклаза краевой закаленной зоны. Наоборот, последняя обгибает выступы и другие неровности рудной массы. В результате, конфигурация контактового шва определяется контурами сульфидных минералов и рудного кварца. Вдоль контактового шва лейсты плагиоклаза приобретают субпараллельную ориентировку, согласную с контактом дайки. При этом в местах выступов и других неровностей контакта они изогнуты.



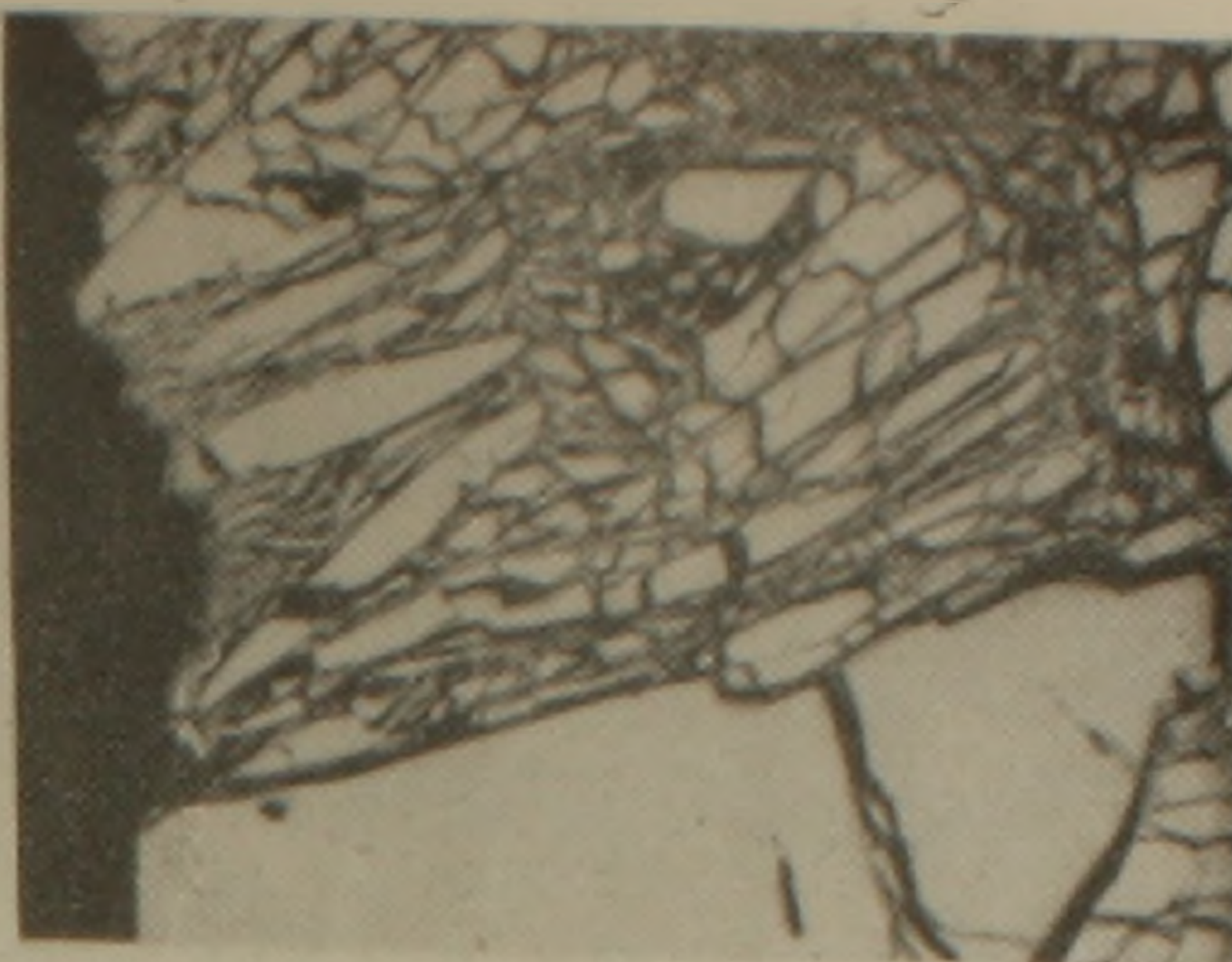
Фиг. 1. Контакт диабазовой дайки с кварц-сульфидной массой. Лейсты плагиоклаза приобретают субпараллельную ориентировку с контактом дайки. Прозр. шилф $\times 160$.

ты, подчеркивания влияние конфигурации контактового шва на структуру призальбандовой части дайки (фиг. 1). Вдоль контакта, полосой $i \sim 1,5$ см, пирит интенсивно раздроблен (фиг. 2—5), обломки брекчированных агрегатов у непосредственного контактового шва очень мелкие, изолируется цементирующей карбонатной массой и обладают взаимодополняющими очертаниями. Признаки приконтактового дробления в рудном кварце выражены в образовании многочисленных трещинок катаклаза, заполненных также карбонатом, интенсивно развитым в самой дайке. С удалением от контакта интенсивность дробления ослабевает. На расстоянии 2—3 см от контактового шва признаки приконтактового дробления почти полностью исчезают.

В целом интенсивность и масштабы контактового метаморфизма вдоль пострудных даек находятся в зависимости от характера тектонических усилий, приводящих к формированию вмещающих дайки структур. Они наиболее интенсивно проявлены вдоль структур, формировавшихся в условиях сжатия, и могут вовсе отсутствовать вдоль пострудных даек, заполняющих структуры обратного характера. В соответствии с этим с неодинаковой интенсивностью проявлены изменения ориентировки оп-



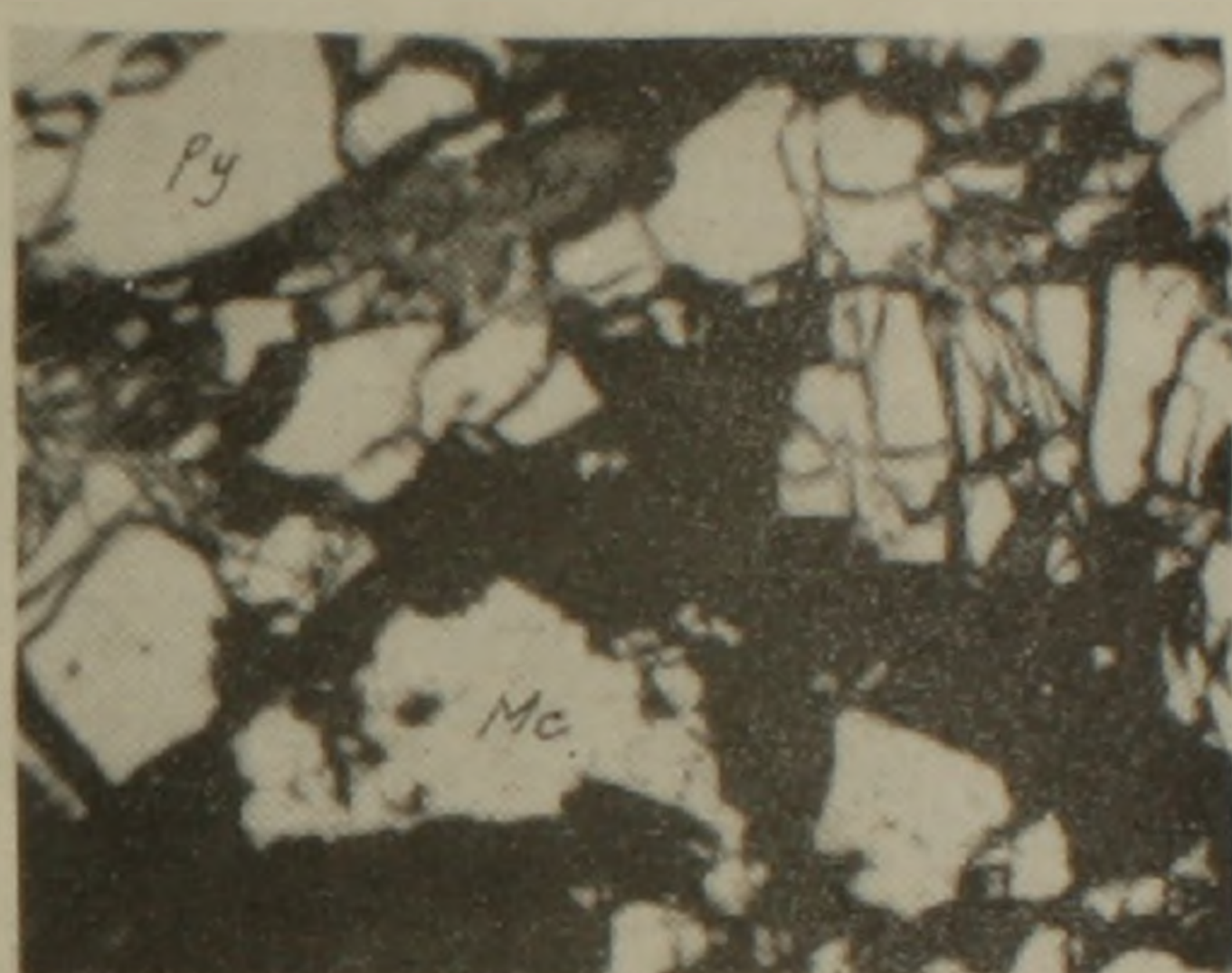
Фиг. 2



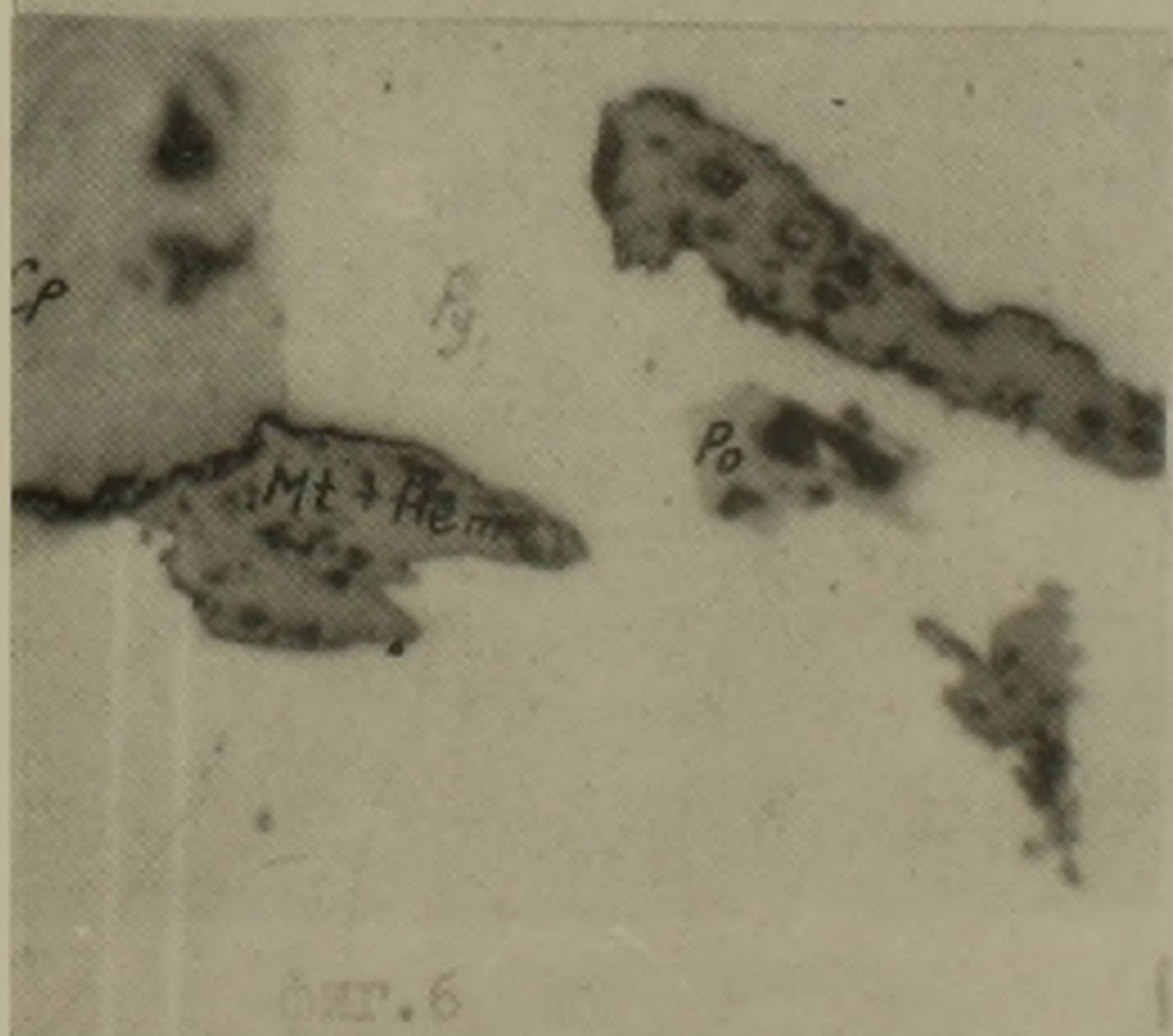
Фиг. 3



Фиг. 4



Фиг. 5



Фиг. 6



Фиг. 7

Таблица 1. Фиг. 2—5. Раздробление и частичное замещение пирита (Py) марказитом (Mc) и магнетитом (Mt) вдоль пострудной дайки диабазового порфирита. Рудник 7—10, гор. 1009 м. Фиг. 6—7. Замещение пирита (Py) пирротинном (Po), гематитом и магнетитом (Hem+Mt) вдоль пострудной дайки габбро-диорита. Рудник «Капитальная штольня», гор. 746 м полир. шлиф $\times 320$.

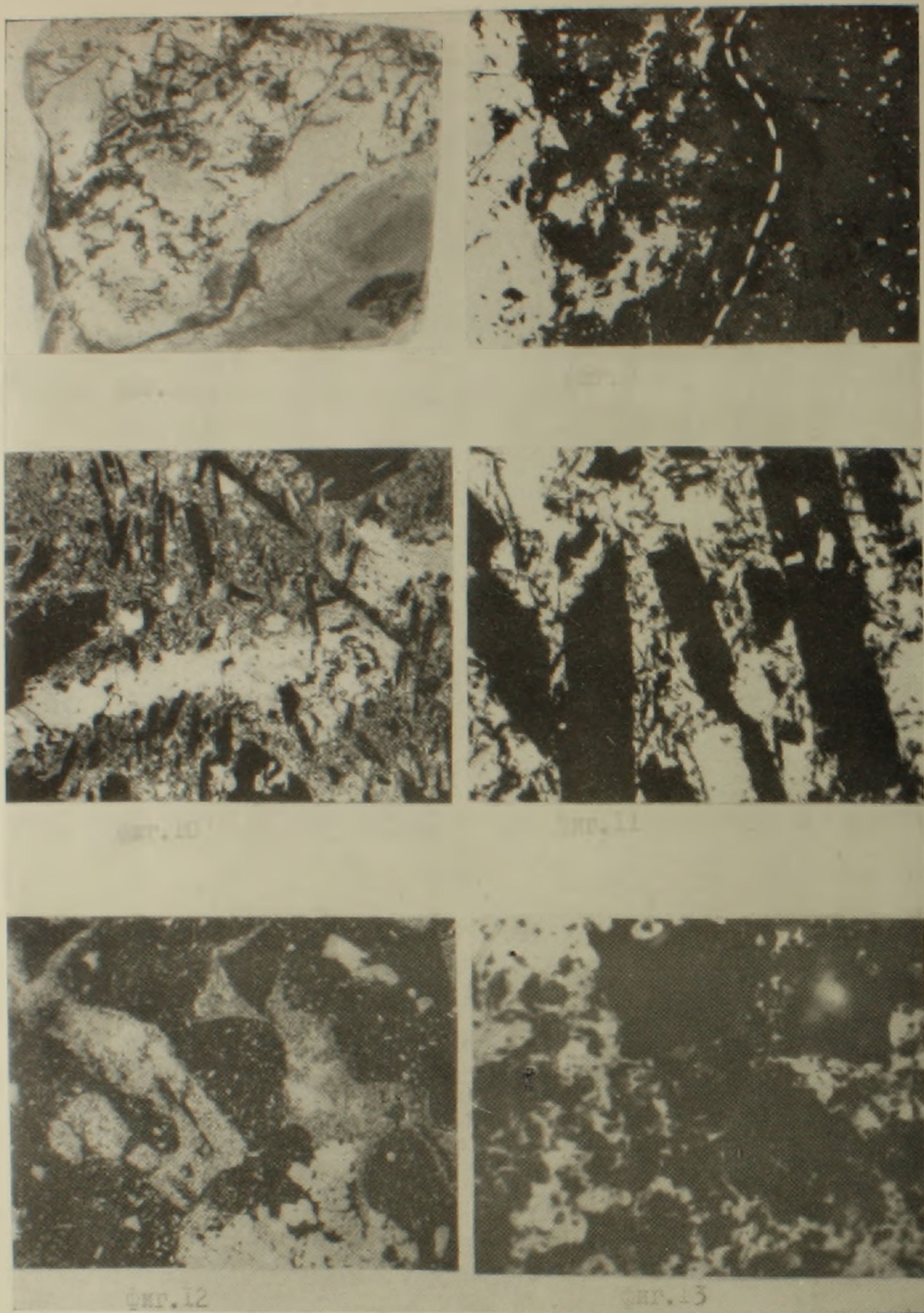


Таблица 2. Фиг. 8. Контакт массивной халькопиритовой руды с пересекающей рудную жилу диабазовой дайкой на гор. 746 м. Вдоль контактового шва образуются волосянные прожилки, берущие начало с зоны разубоживания с реликтовой структурой. Фото штуфа. Фиг. 9. Деталь фиг. 8. Пол. шлиф. $\times 160$. Пунктиры показывают контакт дайки с рудой. Фиг. 10. „Бахромчатый“ прожилок в дайке диабазового порфирита. Полир. шлиф. $\times 160$. Фиг. 11. Деталь фиг. 10. $\times 320$. Фиг. 12—13. Разубоживание сульфидных руд с образованием пор и реликтовых структур вдоль пострудных даек диабазового порфирита (фиг. 12) и габбро-диорита (фиг. 13).

тической оси рудного кварца, что следует учитывать при использовании микроструктурного анализа для решения вопросов возрастных взаимоотношений даек и оруденения.

Термальное воздействие даек на колчеданные руды является наиболее широко проявленным типом контактового метаморфизма руд вдоль пострудных даек. Оно выражено в диссоциации, переотложении и замещении одних сульфидов другими, без значительного участия гидротермальных растворов в результате «сухого» перегрева руд. Интенсивность и характер термального метаморфизма определяются мощностью и температурой магмы даек, структурными условиями и глубиной залегания руд. В результате перегрева происходит термическая диссоциация руд с выносом серы и рудных элементов. Последнее выражается в образовании многочисленных пор и пустот, которые в полированных шлифах характеризуются темным цветом, вызванным отсутствием полировки вследствие заполнения их шлифовальным порошком. Интересные примеры подобного типа «разубоживания» сульфидных руд с образованием пор и реликтовых структур установлены вдоль даек диабазовых порфиритов и габбро-диоритов на горизонте 1009 м (фиг. 12). и 746 м (фиг. 13). Здесь поры и пустоты приурочены, главным образом, к стыкам различных минералов или трещинкам, которые, по-видимому, являются наиболее благоприятными для выноса серы и других легколетучих соединений, образовавшихся в результате термической диссоциации сульфидов. Нередко процесс выноса рудного вещества в приконтактной полосе заходит настолько глубоко, что образуется темная полоса (фиг. 8) с реликтовой структурой сульфидов (фиг. 9). В таких случаях в зальбандах даек наблюдается мельчайшая вкрапленность и тонкая сеть «бахромчатых» прожилков сульфидов, расположенных преимущественно параллельно контакту, как бы повторяя конфигурацию последнего (фиг. 8). Значительное развитие имеют также прожилки, расположенные близперпендикулярно к контакту (фиг. 8). Наличие последних в местах пересечения рудных тел и даек, на первый взгляд, может свидетельствовать о дорудности даек, однако, этому противоречит отсутствие связи их с массивной рудой и полное их исчезновение в участках приконтактного «разубоживания» (фиг. 8, 9). Образование аналогичных «бахромчатых» прожилков объясняется (Логинов и др., 1963; Stevenson, 1937) переотложением рудных минералов в результате простого перегрева руд (без значительного участия гидротермальных растворов) под воздействием пострудных даек. Образование отмеченных прожилков является частным случаем ассимиляции рудного вещества дайками, внедрившимися в оруденелую толщу порфиритов, и происходит путем переотложения сульфидов еще не

* Контактное «разубоживание» сульфидных руд является одним из важнейших фактов, свидетельствующих о пострудности даек. Образование его вызвано контактовым частичным растворением колчеданной массы при внедрении даек и никак нельзя его образование объяснить при допущении дорудного возраста даек, поскольку в этом случае вдоль контактового шва следовало бы ожидать не «разубоживание», а, наоборот, концентрацию рудного вещества (явление «подпруживания»).

полностью остывшей, но уже не движущейся магмой. При этом «Бахромчатое» строение прожилков (фиг. 10), обусловленное избирательным замещением основной массы породы сульфидным веществом без заметного воздействия на порфировые выделения плагиоклазов (фиг. 11), дает основание предполагать, что привнос рудного вещества в дайку начался тогда, когда она представляла собой еще** «кашеобразную» массу с многочисленными кристаллами плагиоклазов и завершился значительно позже полного затвердевания дайки, когда уже началось образование контракционных трещинок.

Кроме частичного растворения и «разубоживания» колчеданных руд вдоль пострудных даек, наблюдается также значительное изменение минерального состава. Так, в составе жилы № 29 в районе пересечения ее с дайкой габбро-диорита (гор. 746, р-к «Капитальная штольня»), кроме пирита и халькопирита, в значительном количестве присутствуют также борнит и теннантит, которые совершенно отсутствуют в приконтактной полосе дайки. Здесь в ассоциации с пиритом и халькопиритом в небольшом количестве присутствует пирротин, который развивается, главным образом, по пириту (фиг. 6). Такое изменение минерального состава, по-видимому, является результатом термальной диссоциации и обусловлено температурным воздействием дайки, в результате которого происходит замещение и превращение борнита в халькопирит ($\text{Cu}_5\text{FeS}_4 = \text{CuFeS}_2 + 2\text{Cu}_2\text{S}^\dagger$; Логинов, 1960) с удалением значительной части меди в виде Cu_2S , заметная летучесть которой при высокой температуре и в условиях избытка серы доказана экспериментальным путем (Gill, 1959). Не исключена возможность также превращения борнита в халькопирит путем реакции его с пиритом по схеме: $\text{Cu}_5\text{FeS}_4 + 4\text{FeS}_2 = 5\text{CuFeS}_2 + 2\text{S}^\dagger$ (Филимонова, 1959). При этом, так же, как и при замещении пирита пирротинном ($2\text{FeS}_2 \rightarrow 2\text{FeS} + \text{S}_2\uparrow$), происходит удаление значительной части серы.

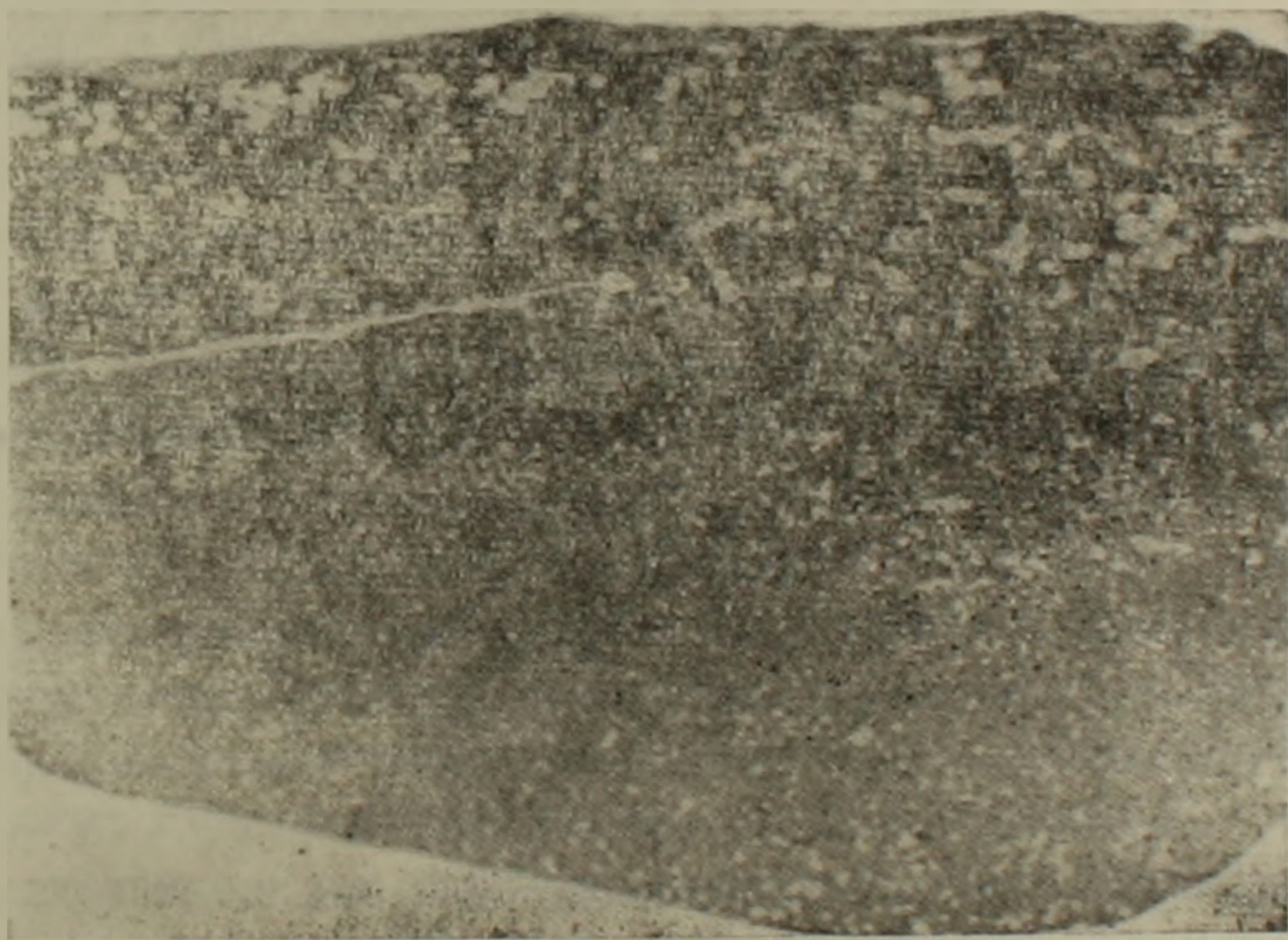
Наиболее интересным проявлением контактового метаморфизма колчеданных руд вдоль пострудных даек является экзоконтактовое минералообразование, выраженное метасоматическим замещением сульфидов окислами железа—гематитом и магнетитом. Интересный пример приконтактной гематитизации установлен нами вдоль контактов габбро-диоритовой дайки на гор. 746 м. Здесь вдоль контакта дайки полосой 10—15 см пирит и халькопирит замещены гематитом, мартитом и магнетитом, количество которых по мере удаления от контакта дайки постепенно уменьшается. Так, у самого контактового шва сумма новообразованных окислов железа составляет около 20—25% всей поверхности шлифа (фиг. 13), в удалении на 10—15 см от контакта их количество опускается ниже 10%, а еще дальше окислы железа совершенно отсутствуют. В этом разрезе меняется не только общее количество окислов,

** Порфиро-криптовая структура жильных порфиритов и «бахромчатое» строение описываемых прожилков дает основание считать, что при внедрении магма уже представляла собой «кашеобразную» массу.

по и их количественное соотношение. Последнее во многом зависит от интенсивности протекания процесса мартитизации, который у непосредственного контакта проявлен сильнее. Гематитизация колчеданных руд вдоль контакта дайки происходит не только путем мартитизации, но и непосредственного замещения сульфидов гематитом. Об этом свидетельствует развитие таблитчатых (фиг. 6) и радиально-лучистых (фиг. 7) агрегатов гематита по сульфидам.

Аналогичная картина наблюдается также вдоль габбро-диоритовой дайки на гор. 810 (седьмой северный квершлаг р-ка «Капитальная штольня»).

Отчетливо проявленные признаки термальной диссоциации сульфидов вместе с интенсивно проявленной гематитизацией (путем мартитизации и непосредственного замещения сульфидов) и с образованием пирротина являются результатом сравнительно высокотемпературного воздействия дайки на колчеданную руду при высоком парциальном давлении кислорода. Аналогичные факты, установленные на месторождениях Квебек (рудник Юстис) и Левиха (Урал), объясняются (Stevenson, 1937, Е. К. Лазаренко, 1947) гидротермальными процессами, сопровождавшими внедрение и остывание даек. При этом воздействие водяного пара на сульфиды приводит к освобождению некоторого количества сероводорода ($MeS + 2H_2O \rightleftharpoons Me(OH)_2 + H_2S^+$; Ольшанский, Иваненко, 1958), которое вместе с продуктами ассимиляции и термической диссоциации сульфидов частично переходит в дайку, обуславливая образо-



Фиг. 14. Вкрапленность пирита в дайке габбро-диорита пересекающей жилу № 29 (гор. 746 м). Полир. шлиф.

вание здесь сульфидной минерализации. Последняя в виде тонкой вкрапленности и разноориентированных, невыдержанных прожилков (фиг. 14), развита в зальбандах дайки и почти полностью отсутствует в ее центральных частях. При этом с удалением от контактов размер вкрап-

ленников постепенно уменьшается. У самого контакта в составе вкрапленников, кроме пирита, в небольшом количестве присутствуют также халькопирит, магнетит и пирротин, которые совершенно отсутствуют в образцах, отобранных на расстоянии 2—3 см от контакта. Образование аналогичной минерализации в дайках порфиритов Левихинского месторождения В. С. Коптев-Дворников, а затем и В. П. Логинов, В. Л. Русинов и др. (1963) объясняют циркуляцией гидротермальных растворов, которые выделяются из магмы самих даек в качестве остатка их кристаллизации. В дополнение к этому отметим возможность образования гидротерм в результате перегрева вмещающих пород при внедрении дайки. Растворы, циркулируя по контактам дайки, приводят к появлению экзоконтактовых новообразований, состав и интенсивность проявления которых, в зависимости от характера циркулирующих растворов, может быть разным. Так, если новообразования у описанной выше габбро-диоритовой дайки представлены главным образом гематитом, мартитом и пирротинном с подчиненной ролью магнетита, то у дайки диабазового порфирита (гор. 1009 м р-к 7—10) они представлены главным образом магнетитом и марказитом (фиг. 2, 4, 5). Последние развиты как в приконтактовой полосе дайки, замещая иногда целые обломки раздробленного пирита, так и в самой дайке в виде «бахромчатых» прожилков.

Таким образом, продукты воздействия пострудных даек на колчеданные руды по своему характеру, следовательно и по своим физико-химическим условиям образования, значительно отличаются друг от друга. Термическая диссоциация и переотложение халькопирита и других сульфидов руд с образованием мелкой вкрапленности и прожилков в самой дайке, замещение пирита пирротинном, борнита халькопиритом обусловлены простым перегревом руд без значительного участия гидротерм, т. е. являются результатом термического метаморфизма. Замещение же сульфидов (пирит, халькопирит) окислами железа (гематит, магнетит) и марказитом представляет собой контактовый метаморфизм при значительном участии гидротерм. Он обычно сопровождается признаками термического воздействия. Приуроченность минеральных новообразований к контактам сравнительно мощных даек и почти полное отсутствие их вдоль маломощных даек позволяет считать, что характер контактовых изменений руд вдоль пострудных даек находится в зависимости от мощности даек и температуры магмы в момент внедрения. Последние, в свою очередь, по-видимому обуславливают степень ассимиляции сульфидных минералов из вмещающих руд, количество и характер аутометаморфических растворов, принимающих участие в процессах контактовых воздействий даек.

Переходя к рассмотрению полученных данных о взаимоотношении даек и оруденения, можно отметить, что установление пострудного возраста габбро-диоритовых и других даек вносит определенную ясность в существующие разногласия в отношении возраста и генезиса оруденения.

Как известно, сторонники интрузивного генезиса считают, что габ-

бро-диориты являются апикальными частями Мегринского плутона, распространившегося в подкупольную часть Кафанской складки (Вардапетян, Казарян, Шехян, 1965). При этом дайки кислых пород и диабазовых порфиритов считаются более поздними образованиями, связанными с тем же магматическим очагом, интрузивная деятельность которого завершается процессом рудообразования. Приведенные выше данные позволяют считать, что, если даже габбро-диориты являются дериватами залегающего на глубине предполагаемого интрузивного массива, то тем не менее с ним нельзя связывать оруденение, т. к. последнее древнее габбро-диоритов. Пострудный возраст габбро-диоритов исключает также возможный вариант связи (генетической или парагенетической) оруденения с Цавским интрузивом даже в том случае, если удастся доказать генетическую связь и комагматичность Кафанских габбро-диоритовых даек и Цавского интрузива.

Строгая стратифицированность оруденения и гидротермальных изменений в среднеюрской толще вдоль омоложенных рудоконтролирующих разломов, пересекающих средне-верхнеюрские образования, наряду с полученными данными, позволяет связывать промышленное оруденение Кафанского месторождения с очагом среднеюрского магматизма. Этому совершенно не противоречит сульфидная минерализация, установленная в породах верхней юры Кафанского рудного района (Шикахох, Чапни, Аштарашат), которую мы склонны связывать с очагом послесреднеюрского магматизма.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 25.IV.1967.

Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՀԵՏՀԱՆՔԱՅԻՆ ԴԱՅԿԱՆԵՐԻ ԵՐԿԱՅԱՆՔՈՎ ԿՈՂՋԵԴԱՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ
ԿՈՆՏԱԿՏԱՅԻՆ ՄԵՏԱՄՈՐՖԻԶՄԻ ՏԻՊԵՐԸ ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Կատարված մանրազննին միկրոսկոպիկ ուսումնասիրությունների շնորհիվ հողվածի հեղինակին հաջողվել է հայտնաբերել մի շարք հետաքրքիր փաստեր, որոնք վկայում են կոլլեկանային հանքանյութերի վրա դայկաների մեխանիկական, թերմալ և հիդրոթերմալ ազդեցության մասին:

Դայկաների մեխանիկական ազդեցությունը հանքանյութերի վրա ըստ էության պայմանավորված է ոչ թե դայկայի ներդրմամբ, այլ այն կրող ստրուկտուրաների ձևավորմամբ: Հետևաբար հետհանքային դայկաների մեխանիկական ազդեցությունը հանքանյութերի վրա նախ և առաջ պայմանավորված է դայկաների ներդրմանը նախորդող շարժումների բնույթով:

Դայկաների թերմալ ազդեցությունը հանքանյութերի վրա արտահայտված է սուլֆիդային միներալների զգալի մասի տարարաժանումով, նույն կամ մոտակազմի այլ միներալների տեղակալմամբ, ինչպես նաև դայկայի կոնտակտային մասերում սուլֆիդային միներալների վերանստեցմամբ:

Հանքանյութերի հիդրոթերմալ փոփոխությունները պայմանավորված են դաշկանների ներդրմանը ուղեկցող պրոցեսներում հիդրոթերմների զգալի մասնակցությամբ, որոնք բերում են միներալային նոր ձևերի առաջացմանը: Նշված փաստերը հաստատելով հետհանքային դաշակների գոյությունը Ղափանի հանքավայրում, թույլ են տալիս ավելի հիմնավորված կերպով մոտենալ հանքայինացման հասակի որոշմանը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ванюшин С. С. Место даечного комплекса Кафанского рудного района Армянской ССР в тектоно-магматической истории развития Сомхето-Карабахской геосинклинали. ДАН АрмССР, т. 29, № 2, 1959.
2. Вардапетян Б. С., К вопросу о генезисе колчеданного оруденения АрмССР. Советская геология, № 10, 1960.
3. Вардапетян Б. С., Казарян А. Г., Шехян Г. Г. Возрастные соотношения оруденения и даек диабазовых порфиров на Кафанском месторождении. Геология рудных месторождений, № 6, 1965.
4. Кочарян А. Е. О структуре Комсомольского рудника Кафанского месторождения (на арм. яз.). Изв. АН АрмССР, № 2, 1947.
5. Когляр В. Н. О соотношениях даек и оруденения в магматических комплексах. Геология и горное дело. Сб. науч. труд. МИЦМиЗ, № 28, 1958.
6. Лазаренко Е. К. Минералогия медно-цинковых месторождений Среднего Урала. Изд. Львовского гос. ун-та, 1947.
7. Логинов В. П. Метаморфизм колчеданных руд месторождения Левиха (Средний Урал) у контактов с дайкой авгитового порфирита. Геология рудных месторождений, № 3, 1960.
8. Логинов В. П., Русинов В. Л., Колесова А. Н., Симбирятина З. П. Контакт-рудой месторождения Левиха Южная (Средний Урал). В кн. «Физико-химические рудой месторождения Лвихе аЮжная (Средний Урал). В кн. «Зизико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. II, Изд. АН СССР, 1963.
9. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Генетическая связь оруденения с магматизмом (на примере Малого Кавказа). Зап. Арм. отд. Всес. мин. общ., в. 1, 1959.
10. Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. Геология жильных пород Кафанского рудного поля (на арм. яз.). ДАН АрмССР, № 4, 1965.
11. Мкртчян С. С. Зангезурская рудопесная область, Изд. АН Арм. ССР. 1958.
12. Мкртчян С. С. К проблеме поисков скрытых колчеданных и медно-молибденовых рудных тел на Малом Кавказе. Геология рудных месторождений, № 4, 1960.
13. Ольшанский Я. И., Иваненко В. В. Механизм переноса вещества при образовании гидротермальных месторождений сульфидов (экспериментальные исследования). Труды ИГЕМ АН СССР, в. 16, 1958.
14. Филимонова А. А. Опыты по нагреванию борнитсодержащих колчеданных руд. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1952.
15. Gell G. E. Solid diffusion and volatility of sulfides. Some experimental results, Buil. Geoll. Soc. Amer. vol. 70, № 12, 1959.
16. Stevenson I. S. Mineralization and metamorphism at the, Eustis mine. Quebec. Econ. Geol., 32, № 3, 1937.

Г. С. АРУТЮНЯН

О ЛИСТВЕНИТАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
СЕВАНСКОГО ХРЕБТА

Проблема лиственитов является одной из наиболее интересных и спорных в геологии гипербазитовых поясов. Решение ее имеет большое теоретическое и практическое значение, т. к. к ним пространственно приурочены месторождения и проявления золота, ртути, мышьяка, сурьмы, и др. металлов.

Поднятый вопрос многократно обсуждался и обсуждается в геологической литературе. Обзор взглядов по этому вопросу приводится в работах многих исследователей [7, 11, 13, 17]. Здесь вкратце остановимся на тех основных взглядах, которые существуют по рассматриваемому вопросу. По мнению А. П. Карпинского [6], В. Н. Лодочникова [11], листвениты являются результатом переработки известняков в контакте с перидотитами. Противоположную точку зрения высказали: Б. П. Кротов [9], А. Г. Бетехтин [4], и др. считавшие их продуктом изменения ультраосновных пород в контакте с известняками. По Е. А. Кузнецову [10] образование лиственитов происходило на контакте известняков с гипербазитами под воздействием гранитных интрузий. Н. П. Михайлов и В. М. Москалева [13] листвениты Казахстана считают результатом аутометасоматического преобразования гипербазитов. Ряд исследователей [5, 15, 17] считают листвениты продуктом изменения пород различного состава и происхождения.

Впервые листвениты рассматриваемого района были исследованы А. Г. Бетехтиным [4]. По его мнению лиственитизация гипербазитов в контакте с известняками приурочена к ранним стадиям процесса серпентинизации. С. Б. Абовян [1] их считает контактово-метасоматическими образованиями при воздействии гипербазитов на известняки, а по Г. О. Пиджяну [14] они являются главным образом результатом переработки известняков. М. А. Кашкай и Ш. А. Аллахвердиев [7] листвениты Азербайджанской части Севано-Акеринского гипербазитового пояса связывают с гипербазитовыми формациями и вмещающими их породами: при этом процесс лиственитизации по их мнению протекал в различных стадиях метаморфизма—от аутометаморфизма до гидротермального метаморфизма последних стадий.

В последнее время изучением метасоматических образований Зодского золоторудного месторождения (юго-восточной части Севанского хребта) занимается Г. А. Саркисян [16], но им рассматриваются те околорудные метасоматические образования, в том числе и листвениты, которые по своему геолого-структурному положению и генезису отличаются от рассматриваемых лиственитов, имеющих региональное развитие в Севано-Акеринском гипербазитовом поясе [1, 4, 7].

В результате исследований автора получены новые данные о геолого-структурном положении, петрографии и химизме лиственитов, позволяющие листвениты рассматриваемого района считать гидротермально-метасоматическими образованиями, пространственно приуроченными к гипербазитам, но по времени являющимися более поздними.

Геолого-структурное положение лиственитов и метасоматическая зональность

Листвениты данного района, как и других регионов мира, приурочены к гипербазитам. Гипербазиты представлены перидотитами, дунитами, пироксенитами и продуктами их метаморфизма—серпентинитами, оталькованными породами, лиственитами и др. Возраст гипербазитов спорный. Одни их считают верхнеэоценовыми (К. Н. Паффенгольц, С. Б. Абовян, и др.), другие часть их относят к верхнемеловому времени (Т. Ш. Татевосян, А. Т. Асланян, О. А. Саркисян), а третьи—к досенонскому (Л. С. Меликян, Г. А. Саркисян, С. А. Паланджян). Автор [2, 3] интрузивное внедрение их считает турон-коньякским, а время холодного перемещения—послесреднеэоценовым (после формирования средней подсвиты среднего эоцена). Главную роль в строении гипербазитовых массивов играют перидотиты, незначительную—пироксениты.

Продукты метаморфизма гипербазитов, в частности листвениты, играют существенную роль в строении гипербазитовых поясов. Они широко развиты в пределах Шоржинского и Джил-Сатанахачского массивов. Небольшие выходы их установлены в районе Тохлуджинского и Восточно-Шоржинских выходов гипербазитов. Формы и размеры лиственитовых тел весьма различные. Они образуют жильные, линзообразные тела неправильной формы. Обычными являются жиллообразные тела, простирающиеся до нескольких километров (до 3 км), при мощности от нескольких сантиметров до 0,2 км. Простирание их в основном северо-западное, близширотное, реже северо-восточное, близмеридиональное, которое совпадает с главным направлением тектонических нарушений района.

По геолого-структурному положению листвениты делятся на три группы: 1) листвениты, локализованные в тектонических контактах гипербазитов с вмещающими породами, 2) листвениты внутри гипербазитовых массивов, 3) листвениты среди пород, вмещающих гипербазитовые массивы.

Листвениты первой группы имеют весьма широкое развитие и локализованы в зонах тектонических контактов гипербазитов с породами различного возраста и происхождения (известняки, реже песчаники кампан-маастрихта, туффиты и туфобрекчии среднего эоцена и габброиды турон-коньяка). Преобладающая часть лиственитов первой группы приурочена к тектоническим контактам гипербазитов с известняками кампан-маастрихта. Фигура 1, а представляет разрез (2450), составленный по контактовой зоне гипербазитов с известняками (верховье Глухой балки Шоржинского массива). Из разреза видно, что от гипербазитов до

известняков следуют: серпентинизированные дуниты → аподунитовые серпентиниты → карбонатно-серпентинитовые породы → тальк-серпентин карбонатные породы → листвениты → серпентиниты → карбонат-серпентиновые породы → листвениты → доломиты → доломитизированные известняки → известняки.

В лиственитах приведенного разреза установлены многочисленные реликты гипербазитов, говорящие об их апогипербазитовом характере, что также подтверждается постепенным переходом серпентинитов в листвениты с наличием полосы серпентинитов в последних. На этом участке наблюдается, как листвениты замещают интенсивно рассланцованные, перемятые серпентиниты, показывающие, что лиственитизация происходила после тектонического становления гипербазитов, т. е. после средней подсвиты среднего эоцена [3]. Аналогичные замещения установлены в приконтактных зонах Восточно-Шоржинских гипербазитовых выходов. В рассматриваемом разрезе, а также во многих зонах лиственитов встречаются дайки диабазов, которые пересекают листвениты и вмещающие их гипербазиты и известняки. Взаимоотношение даек с лиственитами подробно изучено на правом вклоне Большой балки Шоржинского массива. Здесь листвениты мощностью 20 м приурочены к тектоническому контакту гипербазитов с кампан-маастрихтскими известняками. Они пересечены тремя параллельными дайками диабазов, мощностью 2,5—3 м. В экзоконтактах листвениты, мощностью 20 см, сильно окремнены, с вкрапленностью сульфидов и реликтами карбонатов.

Листвениты, приуроченные к тектоническому контакту гипербазитов с туффитами и туфобрекчиями, изучены на Тохлуджинском выходе серпентинитов. Серпентиниты здесь имеют тектонические контакты с вмещающими туффитами и туфобрекчиями средней подсвиты среднего эоцена. На южной части выхода (с запада на восток фиг. 1, б) наблюдается следующее чередование пород (разрез 5087): карбонат-серпентиновые породы → серпентин-карбонатные породы → листвениты → кварцевые листвениты → измененные туффиты → сравнительно свежие туффиты.

Листвениты, локализованные в тектоническом контакте гипербазитов с габброидами турон-коньяка, встречены на левом склоне среднего течения р. Памбак (фиг. 1, в), где серпентиниты контактируют с габброидами по разлому северо-восточного направления. Между гипербазитами и габброидами в 30 метровом отрезке расположены листвениты. Здесь, согласно разрезу 5054, установлено следующее (с запада на восток): роговообманковые габбро → хлорит-карбонат-альбитовые породы → дайки диабазов → листвениты → карбонат-серпентиновые породы → карбонатизированные серпентиниты.

Среди лиственитов рассматриваемого разреза встречено гнездообразное тело хромита (0,4 x 1 м), что весьма убедительно подтверждает апогипербазитовую природу лиственитов.

Приведенные данные по лиственитизированным зонам первой группы показывают, что гидротермальной переработке подвергались как

гипербазиты, так и контактирующие с ними известняки, туффиты и роогообманковые габбро. Интенсивность переработки пород зависела от характера контролирующих их тектонических нарушений и литологического состава пород. По мере удаления от тектонического нарушения интенсивность метасоматического замещения уменьшается и между лиственитами вмещающими сходным породами образуются промежуточные переходные породы. Первоначальные контакты исходных пород хорошо отбиваются перепадами вариационных кривых содержаний Ni, Co, Cr и MgO, CaO. Данные химанализов по описанным разрезам (табл. 1) показывают, что при гидротермально-метасоматическом процессе, происшедшем в контакте двух разнородных систем, немалую роль сыграл биметасоматоз, который весьма наглядно выражен в изменении химизма пород разреза 2450.

Геолого-структурное положение лиственитов, приуроченных к тектоническим контактам гипербазитов с вмещающими породами, показывает, что наличие их в этих зонах не зависит от возраста и литологического состава пород, контактирующих с гипербазитами. Исходя из вышеизложенного, нужно считать необоснованным взгляды тех исследователей [1, 4, 7], которые наличие лиственитов на контакте гипербазитовых массивов с вмещающими породами связывали с контактово-метасоматической деятельностью самих гипербазитовых интрузивов.

Листвениты второй группы (внутри гипербазитов) имеют сравнительно слабое развитие. Их выходы расположены в северо-западной части Джил-Сатанахачского массива. Наиболее крупная жила встречена на северо-западном окончании Джил-Сатанахачского массива. Жила имеет северо-западное простирание и при мощности 5 м прослеживается более одного километра. Она приурочена к разлому, имеющему крутое северо-восточное падение. Здесь установлено следующее (с юго—запада на северо-восток фиг. 1, 2): карбонатизированные серпентиниты → карбонат-серпентиновые породы → серпентин-карбонатные породы → тальк-серпентин-карбонатные породы → листвениты → жильный карбонат-доломит → листвениты → тальк-серпентин-карбонатные породы → карбонатизированные серпентиниты.

Жила пород чисто доломитового состава в центральной части метасоматической колонки, по-видимому, является жилой автometасоматического типа по Д. С. Коржинскому [8]. Аналогичные разрезы встречены и в других лиственитовых зонах.

Листвениты третьей группы (внутри вмещающих гипербазиты пород) встречены в двух местах; в северо-западной части Шоржинского массива в приконтактных известняках, и в 200 м к югу от южного контакта Джил-Сатанахачского массива (на правом борту р. Дара) также среди известняков. В обоих случаях исходные породы — гипербазиты почти нацело превращены в листвениты.

Наиболее характерным является Шоржинский выход (40 × 150 м), приуроченный к крупному разрывному нарушению северо-восточного

Таблица 1

Химические составы исходных и метасоматически измененных пород*

Компоненты	Разрез 2450					Разрез 5054					Листвениты				
	2450б	2450и	2450к	2450м	2450р	5054	5054б	5054д	5054е	5054к					
	серпенти- нит	карбонато- серпенти- новые по- роды	лиственит	доломит	известняк	роговооб- манковый габбро	хлорит-кар- бонато-аль- битовая по- рода	лиственит	лиственит	серпенти- нит	578	5099е	251 б ж	509 76	5037г
SiO ₂	39,83	32,00	59,00	15,43	25,50	50,90	44,20	42,34	30,72	36,90	36,75	33,22	42,97	9,42	89,99
TiO ₂	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	0,31	0,25	сл.	сл.	сл.	0,05	сл.	сл.	сл.	сл.
Cr ₂ O ₃	1,42	0,36	0,24	0,05	0,05	—	—	—	—	—	0,18	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	6,38	0,75	0,60	2,60	2,43	7,50	16,06	1,56	1,10	3,15	1,52	2,00	2,05	1,84	2,10
Fe ₂ O ₃	2,08	5,00	1,90	0,68	2,26	2,26	0,90	0,46	0,28	7,60	4,78	5,39	0,68	0,12	2,58
FeO	0,90	2,73	5,47	5,32	2,58	6,33	7,56	3,45	4,96	2,88	1,53	1,08	4,96	4,75	2,09
CaO	36,78	6,16	11,80	23,90	38,2	7,84	8,91	15,50	13,27	2,35	5,03	17,15	16,68	26,80	0,90
MgO	0,40	34,60	7,12	15,00	1,61	7,69	7,33	13,32	17,92	36,18	28,30	13,30	9,46	17,10	0,54
влаг.	12,90	0,25	сл.	0,1	0,1	нет	0,38	нет	нет	0,54	0,21	нет	нет	нет	0,35
п.п.п.	сл.	18,45	14,15	36,31	28,07	3,8	11,20	23,86	30,95	11,99	21,87	27,96	23,82	39,60	1,47
Na ₂ O	сл.	0,034	0,086	0,05	0,061	2,96	1,94	0,02	0,07	сл.	0,07	0,02	0,06	сл.	0,05
K ₂ O	сл.	0,1	0,01	0,14	0,32	0,14	0,86	0,01	сл.	сл.	0,04	0,04	0,04	сл.	0,24
MnO		сл.	сл.	сл.	сл.	0,14	0,14	0,14	сл.	сл.	0,05	сл.	сл.	0,28	сл.
NI O	0,20	0,15	0,05	сл.	0,1	сл.	сл.	сл.	0,10	0,30	—	0,15	0,08	0,12	сл.
Сумма	100,89	100,58	100,43	99,64	100,28	99,87	99,78	100,66	99,37	100,89	100,38	100,22	100,80	100,03	99,21

* Анализы произведены в химических лабораториях ИГН АН АрмССР и Геологического Управления АрмССР.

направления. Вмещающие известняки сильно дисслоцированы ($70-80^\circ$) и опрокинуты от интрузива. Внутри лиственитов местами сохранены реликты серпентинитов. На одном из таких участков наблюдается следующая картина (фиг. 1, д, с запада на восток): известняки $\rightarrow$ доломиты $\rightarrow$ листвениты $\rightarrow$ серпентин-карбонатные породы $\rightarrow$ карбонатизированные серпентиниты $\rightarrow$ карбонат-серпентиновые породы $\rightarrow$ тальк-серпентин-карбонатные породы $\rightarrow$ листвениты $\rightarrow$ жильный карбонат (доломит) $\rightarrow$ листвениты $\rightarrow$ местность задернована $\rightarrow$ известняки.

Геолого-структурное положение лиственитов с реликтами серпентинитов позволяет считать, что здесь по крутому разлому, в твердом состоянии были внедрены гипербазиты, которые позднее под воздействием гидротерм, циркулирующих по ослабленным контактовым зонам, подверглись лиственитизации, а контактирующие с ними известняки — доломитизации. Как следует из приведенного разреза, гидротермально-метасоматический процесс протекал по обоим контактовым зонам и постепенно затухал в центральной части, где остались реликты серпентинитов.

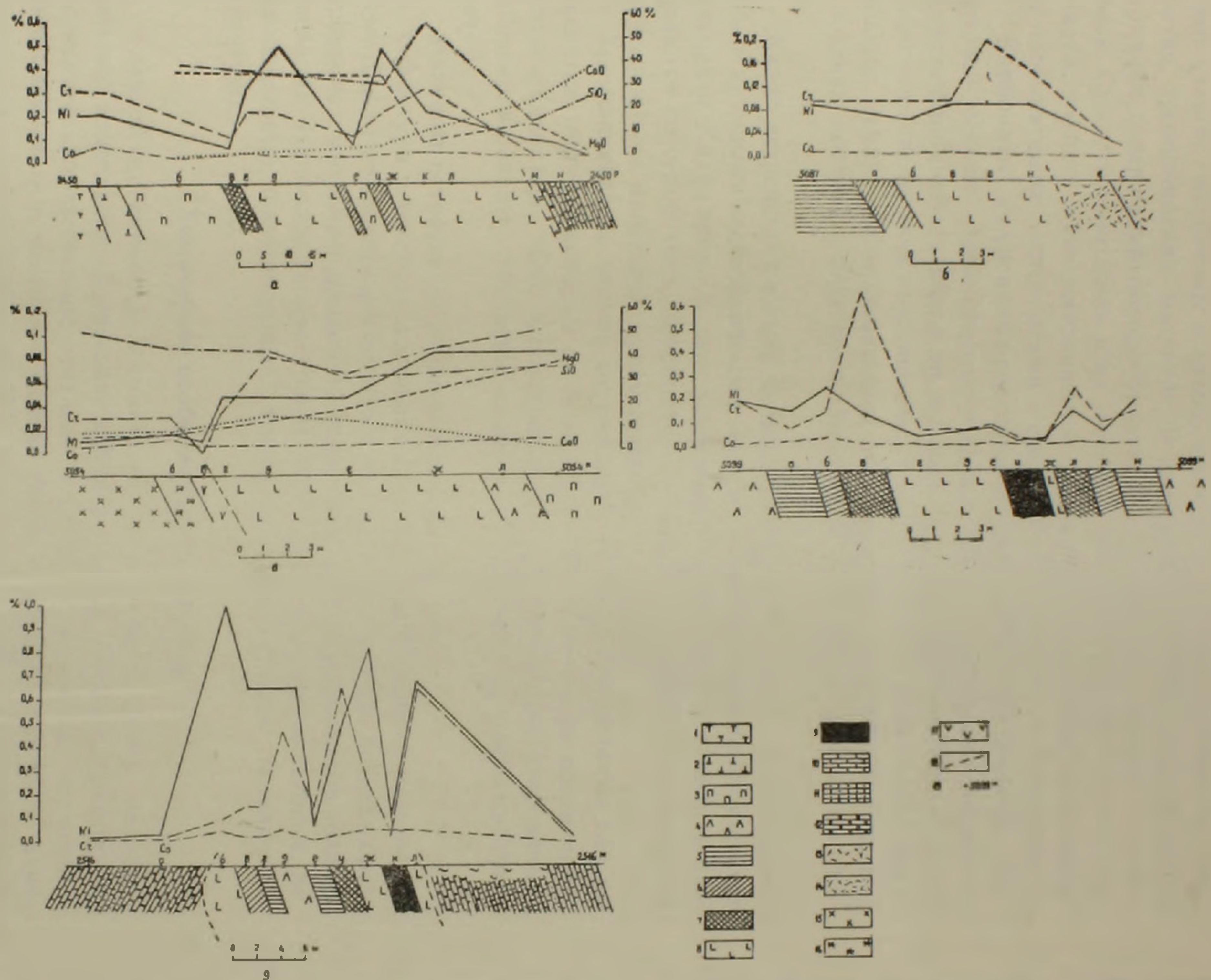
Из всего вышензложенного следует, что листвениты, занимающие различное геолого-структурное положение, всегда пространственно приурочены к гипербазитам, а процесс лиственитизации является результатом более поздних гидротермально-метасоматических изменений.

Приведенные разрезы (фиг. 1) показывают, что метасоматические образования имеют зональное строение, а постепенное изменение химического состава пород метасоматических зон (табл. 1) позволяет рассматривать их как продукт единого гидротермально-метасоматического процесса.

Из сопоставления колонок зональностей выясняется, что апогипербазитовая часть их почти всегда имеет одинаковый характер и представлена (от лиственитов к гипербазитам) тальк-серпентин-карбонатными, серпентин-карбонатными, карбонат-серпентиновыми породами, а другая, в связи с различным литологическим составом контактирующих пород резко отличается. Так, переходные метасоматические зоны на контакте с известняками представлены: доломитами, доломитизированными известняками; с туффитами — окремненными ожелезненными туффитами, а с габбро — хлорит-карбонат-альбитовыми породами. Указанная зональность не всегда полностью выдерживается. Часто из метасоматических колонок выпадает одна или несколько зон. Обычно выпадают оталькованные зоны, или же они проявляются весьма слабо; это по-видимому, связано с тем, что гидротермы, вызвавшие метасоматическое замещение гипербазитов, генетически связаны не с кислой магмой, как это имело место на Урале [5], а с основной.

Краткая петрографическая характеристика лиственитов.

Макроскопически листвениты отличаются характерной бурой или рыжевато-бурой окраской, обусловленной окислением железо-магнетизальных карбонатов. По минералогическому составу и структурно-тек-



Фиг. 1. Геологические разрезы зон лиственитизированных пород с вариационными кривыми изменения содержания Ni , Co , Cr и MgO , CaO . 1—дуниты серпентинизированные; 2—серпентиниты аподунитовые; 3—серпентиниты апоперидотитовые; 4—серпентиниты карбонатизированные; 5—карбонат-серпентиновые породы; 6—серпентин-карбонатные породы; 7—тальк-серпентин-карбонатные породы; 8—листвениты; 9—жилы карбонаты;

ты; 10—известняки; 11—известняки доломитизированные; 12—доломиты; 13—туффиты (кислые); 14—туффиты кремненые; 15—роговообманковые габбро; 16—хлорит-карбонат-альбитовые породы; 17—днабазы (дайки); 18—первоначальные контакты (тектонические) гипербазитов с вмещающими породами; 19—место взятия образца и номер.

стурным особенностям листвениты различных геологических положений в основном сходны между собой. В их составе главным образом принимают участие карбонаты и кварц, а также реликтовые минералы—серпентин, хромшпинелид, магнетит. В лиственитах наблюдается большая вариация содержаний породообразующих минералов—кварца и карбонатов. Существенную роль в их минералогическом составе играют карбонаты, поэтому в рассматриваемом районе они в основном представлены карбонатными лиственитами и сравнительно меньше—кварцевыми.

Карбонаты* в основном представлены доломитом и магнезитом, сравнительно меньше—брейнеритом и кальцитом. В переходных разностях (в серпентин-карбонатных и др. породах) хорошо наблюдается явление замещения серпентина карбонатами. Карбонаты здесь двух стадий образования. Ранняя—образовавшаяся по серпентину (оливину, пироксену) и поздняя, которая в виде прожилок пересекает все остальные минералы.

Кварц встречается в виде мелкозернистого агрегата,, реже сравнительно крупными ксеноморфными зернами. Часто с кварцем присутствует хальцедон. Кварц также в двух генерациях. Зерна ранней генерации развиваются по серпентину, карбонату, а поздней генерации—прожилками пересекают все минералы, присутствующие в шлифах.

Хромшпинелиды весьма характерны как минералы-реликты для лиственитов, наличие которых не позволяет сомневаться в их апогипербазитовом характере. Они вдоль трещин и по краям хлоритизированы и магнетитизированы. Их зерна слабо просвечивают красновато-бурым цветом.

Магнетит встречается редко в виде мелкой сыпи.

Структура и текстура лиственитов отличается большим разнообразием. Для них характерны пятнистые, массивные текстуры, позднее брекчирование с многочисленными прожилками кварца и карбонатов поздних генераций. Наиболее распространенными являются гранобластовые, ленидобластовые, брекчиевидные текстуры, с реликтами петельчатой структуры.

Химические особенности лиственитов

Главной особенностью химического состава лиственитов является довольно изменчивое содержание окислов магния, кальция, кремнезема и сравнительно постоянное—титана, глинозема, марганца, щелочей и суммы закисного и окисного железа (табл. 1). Количество SiO_2 изменяется в пределах от 9,42 до 89,99% (в среднем 44,05%), MgO от 0,54 до 28,30% (в среднем—13,88%) и CaO от 0,90 до 26,80% (в среднем—13,39%). Колебание содержания окислов Si, Mg и Ca в лиственитах зависит от геолого-структурного положения, интенсивности метасоматических процессов и от места их в метасоматической колонке. Возрастание содержания CaO от гипербазитов к лиственитам (фиг. 1, а, в), одновре-

* При определении карбонатов мы пользовались рентгеноструктурными и термическими анализами.

менно приводит к уменьшению MgO , что ясно указывает, с одной стороны, на непосредственную связь содержания их от места в метасоматической колонке, а с другой—на их антагонизм. Последнее отмечено также М. А. Кашкаем и Ш. И. Аллахвердиевым [10] для лиственитов Азербайджана. Содержание NiO в лиственитах достигает 1%.

Характерной особенностью лиственитов является небольшое содержание глинозема (в среднем 1,60%), щелочей (среднем 0,08%). TiO_2 и MnO присутствуют в ничтожном количестве. Невысокое содержание этих окислов в лиственитах является унаследованной чертой, свидетельствующей о принадлежности исходных пород к гипербазитам. Сопоставление химанализов (табл. 1) лиственитов и гипербазитов показывает, что при лиственитизации гипербазитов содержание основной части главных окислов (TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , MnO , NiO , $Fe_2O_3 + FeO$) обычно не изменяется. Незначительное повышение, по сравнению с гипербазитами, наблюдается в содержании щелочей, что, очевидно, связано с растворами, лиственитизирующими гипербазиты.

Для более полной характеристики химического состава лиственитов были выполнены спектральные анализы, по которым устанавливается, что в лиственитах присутствуют все элементы примеси (Ni, Co, Cr, Ti, V, Cu, Zn), характерные для гипербазитов. При этом содержания Ni, Co, Cr в лиственитах близки к таковым в гипербазитах (фиг. 1, а б.). Вместе с тем следует отметить, что в сильно брекчированных ожелезненных лиственитах, локализованных в местах пересечений крупных разрывных нарушений СЗ и СВ простирания, спектральными анализами установлены Pb, Be, B, As, характерные для кислых пород. Из них особый интерес представляет As, повышенное содержание которого (от 0,01 до 0,3%). установлено в 9 пробах. Присутствие этих элементов в брекчированных, ожелезненных лиственитах очевидно является результатом наложенных процессов и связано с гидротермальными растворами интрузий более кислого состава и молодого возраста.

О генезисе лиственитов

Изложенные данные по геолого-структурному положению, петрографии и химизму лиственитов позволяют считать их продуктом метасоматического преобразования гипербазитов, происходившего, как было сказано выше, после окончательного становления гипербазитов, т. е. после формирования средней подсвиты среднего эоцена [3] и до внедрения диабазовых даек, секущих листвениты, возраст которых по геологическим данным определяется как послесреднеэоценовый. Отсюда следует, что источником гидротермальных растворов являлись магматические образования, сформировавшиеся после средней подсвиты среднего эоцена и до внедрения диабазовых даек. Возможно гидротермальные растворы, вызывавшие лиственитизацию, связаны со среднеэоценовыми интрузиями габброидного комплекса, о чем свидетельствуют слабо выраженные процессы оталькования при лиственитизации гипербазитов, не-

значительное содержание щелочей и отсутствие элементов-примесей, характерных для гидротерм кислых интрузий. Косвенным доказательством вышесказанного может служить сравнительно широкое развитие лиственитов в тех районах, где наиболее распространены массивы среднезоце-новых габброидных интрузий. Следует отметить, что вопрос об источнике гидротерм пока окончательно не решен и нуждается в дальнейшем уточнении.

Проявления Au, Hg, As и др. металлов, пространственно связанных с лиственитами, являются наиболее поздними из гидротермальных проявлений Севано-Акеринского долгоживущего глубинного разлома и во времени образования значительно оторваны от лиственитизации. И. Г. Магакьян [12] их связывает с низкотемпературными гидротермальными растворами мелких гранитоидных интрузивов миоплиоценового возраста.

Оруденение Au, Hg, As контролируется крупными зонами дроблений разрывных нарушений и локализовано в основном в зонах пересечения разрывных нарушений двух систем северо-западного и северо-восточного простираний. Локализация их происходила не только в лиственитах, но и в других породах (серпентинитах, известняках, туффитах), подвергшихся тектонической переработке (брекчированию, раздроблению). Таким образом, хотя листвениты не могут быть рассмотрены как прямой поисковый признак на Au, Hg, As, но, тем не менее, лиственитизированные зоны являются благоприятными структурами для циркуляции более поздних рудоносных растворов. При этом наиболее благоприятными являются места пересечений крупных разломов северо-западного и северо-восточного направления. К таким участкам можно отнести Тохлуджинский выход гипербазитов, Шоржинский выход лиственитов, участок, расположенный непосредственно западнее Южно-Артанышского габбрового массива и среднее течение р. р. Шмперт, Бабаджан, Памбак.

В ы в о д ы

1. Листвениты северо-западной части Севанского хребта пространственно приурочены к гипербазитовым массивам. Они локализованы как внутри гипербазитов, так и в тектонических контактах последних с вмещающими породами разного возраста и происхождения. Реже они встречаются среди вмещающих пород вблизи гипербазитовых массивов.

2. Петрографические и химические особенности лиственитов позволяют их считать апогипербазитовыми.

3. Метасоматическая переработка гипербазитов и контактирующих с ними пород (известняков, габбро и туффитов) является наложенным процессом и, видимо, происходила в среднезоцеиновое время под воздействием гидротерм интрузивов габброидного комплекса.

Գ. Ս. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԻ ԼԵՌՆԱՇՂԹԱՅԻ ՀՅՈՒՄԻՍ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ՄԱՍԻ
ԼԻՍՏՎԵՆԻՏՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հեղինակի կողմից ստացված տվյալների համաձայն, շրջանի լիստվենիտները տարածականորեն կապված են միայն հիպերբազիտային զանգվածների հետ: Հստ իրենց գրաված երկրաբանական դիրքի լիստվենիտները բաժանվում են 3 խմբի՝ 1) լիստվենիտներ, որոնք տեղադրված են հիպերբազիտային զանգվածների և ներփակող ապարների տեկտոնական կոնտակտերում, 2) լիստվենիտներ հիպերբազիտային զանգվածների ներսում և 3) լիստվենիտներ հիպերբազիտների ներփակող ապարներում, բայց կոնտակտից ոչ հեռու և գենետիկորեն կապված հիպերբազիտների հետ: Համեմատաբար լայն տարածում ունեն առաջին տիպի լիստվենիտները և չափազանց քիչ՝ երրորդները:

Լիստվենիտների պետրոգրաֆիական և պետրոքիմիական առանձնահատկությունները թույլ են տալիս նրանց համարելու ապոհիպերբազիտային առաջացումներ: Ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ հիպերբազիտների լիստվենիտիզացիան և նրանց հետ տեկտոնական կոնտակտի մեջ մտնող ապարների (կրաքարերի, տուֆիտների, գաբրոների) մեթասոմատիկ վերափոխումը տեղի է ունեցել հիպերբազիտների ինտրուզիվ ներդրումից (տուրոնկոնյակից) բավականին ուշ և հավանաբար այն կապված է միջին էոցենի գաբրոային ինտրուզիվ կոմպլեքսի հիդրոթերմների գործունեության հետ:

Կատարված հետազոտությունները թույլ են տալիս եզրակացնելու, որ քննարկվող լիստվենիտները չեն կարող հանդիսանալ ուղղակի որոնողական չափանիշ Au, Hg, As, Sb համար, սակայն մյուս կողմից նրանց երկրաբանական դիրքը հանդիսացել է բարենպաստ ավելի երիտասարդ հիդրոթերմների շրջանառության համար, որոնք իրենց հետ բերել են վերոհիշյալ մետաղները: Այս տեսակետից առավել բարենպաստ են հյուսիս-արևմտյան և հյուսիս-արևելյան տարածում ունեցող խոշոր տեկտոնական խախտումների հատման հանգույցները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
2. Арутюнян Г. С. О возрасте гипербазитов северо-западной части Севанского хребта. ДАН Арм. ССР, т. XLIII, № 4, 1966.
3. Арутюнян Г. С. Возрастное расчленение интрузивов северо-западной части Севанского хребта. АН Арм. ССР, сер. науки о Земле, т. XX, № 1—2, 1967.
4. Бетехтин А. Г. Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Хромиты СССР, т. 1, Изд. АН СССР, 1937.
5. Бородаевская М. Б. О происхождении березитов и некоторых других метасоматических пород Березовского золоторудного месторождения на среднем Урале. Зап. Всер. мин. об-ва, ч. 73, вып. 2—3, 1944.
6. Крапинский А. П. Геологическое исследования произведенные в Южном Урале летом 1884 года. Изв. Геол. Ком. т. IV, № 7, 1884.

7. Кашкай М. А., Аллахвердиев Ш. И. Листвениты, их генезис и классификация. Изд. АН Аз. ССР, 1965.
8. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Сб. «Основные проблемы в Тр. Ин-та прикл. мин. ч. 1, вып. 32, ч. 2, Сугурские горы, вып. 37, № 229, 1929.
9. Кротов Б. П. Петрографическое исследование южной части Миасской дачи. Тр. Казанского общества ест., т. XI—VIII, вып. 1, 1915.
10. Кузнецов Е. А. Петрографическое описание Саймоновской долины. Горы Карабаш. Тр. Ин-та прикл. мин., ч. 1, вып. 32, ч. 2, Сугурские горы, вып. 37, № 229, 1929.
11. Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие некоторые петрологические вопросы с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38, ОНТИ, 1936.
12. Магакьян И. Г. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. науки о Земле, т. XIX, № 4, 1966.
13. Михайлов Н. П., Москалёва В. Н. О процессах лиственитизации серпентинитов Казахстана. Материалы по геол. и полезным ископ. Алтая и Казахстана. Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 19, 1956.
14. Пиджян Г. О. Ртутное оруденение северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ., т. X, № 3, 1957.
15. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волхов И. М. Гипербазиты Алтая—Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, 1958.
16. Саркисян Г. А. Роль вмещающих пород при метасоматизме и зональность его продуктов на примере золоторудного месторождения. Сб. Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. Тр. первой конф. по околорудному метасоматизму. Изд. Недра, 1966.
17. Соловьев Ю. С. О лиственитах Пышменско-Ключевского месторождения. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 76, вып. 3, 1947.

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

Р. Н. ТАЯН

К ВОПРОСУ ОБ ОРИЕНТИРОВКЕ КВАРЦА В ТЕКТОНИТАХ

Микроструктурный анализ, теоретические основы которого в 1930 г. были даны Б. Зандером [7], в настоящее время успешно используется при изучении геологического строения рудных полей и месторождений.

Наибольшее применение в микроструктурном анализе нашли такие минералы как кальцит, слюды и кварц. Механизм пластической ориентировки слюд и кальцита доказан экспериментально и интерпретация микроструктурных диаграмм их однозначна.

Сложнее обстоит вопрос с кварцем, типы ориентировки которого обнаруживают большое разнообразие и исследователями трактуются по-разному.

Имеются две основные гипотезы механизма ориентировки оптических осей кварца: гипотеза дробления и гипотеза пластического скольжения.

По первой гипотезе, при деформациях кварцевые зерна дробятся параллельно кристаллографическому направлению C («Правило призмы») на игловидные волокна, которые при последующих тектонических деформациях переориентируются и занимают положение, параллельное плоскости скольжения, ориентируясь по форме. При последующей перекристаллизации образуются изометричные зерна без следов деформации, но сохранившие ориентировку осколков.

Согласно второй гипотезе, предполагается возможность пластического трансляционного скольжения по нескольким плоскостям: ромбоэдру r (10, 11), пинакоиду или базису (0001), а также призме m (1010). Трансляцией по отмеченным плоскостям объясняется образование известных восьми типов кварцевых тектонитов.

Проведенные эксперименты подтвердили лишь гипотезу дробления; гипотеза пластического скольжения в том виде, в каком она была предложена, экспериментально не доказана.

Экспериментальная проверка гипотез была проведена Д. Григгсом и Д. Беллом [6]. Ими деформировались цилиндры, вырезанные под разными углами к оси C кварца.

В результате экспериментов был сделан вывод, что в кварце наблюдается тенденция раскалывания по плоскостям, параллельным ромбоэдру, призме и базопинакоиду. Д. Григгс и Д. Белл не обнаружили при опыте следов пластической деформации. Последнее Е. В. Цинзерлинг [5] объясняет тем, что авторы не проверили испытанные образцы кварца травлением для выявления двойников.

Как отмечает Е. В. Цинзерлинг, вопрос о возможности пластиче-

ской деформации кварца возник в связи с открытием (1883 волнистого погасания и бёмовской штриховки. В 1892 г. Ф. Бекке наблюдал в кварце волнистое погасание; он отметил прямолинейную штриховку, проходящую под углом $10-30^\circ$ к главной оси и оптически аномальную двуосность. Это явление было объяснено как «следы трансляций» в результате давлений. В 1894 г. К. Футерер установил двуосность в кварцевых зернах из порфира и связал это также с тектоническими явлениями*.

Для выяснения механизма однообразной ориентировки оптических осей кварца важное значение имеют эксперименты, проведенные в последнее время в условиях сверхвысоких давлений и высоких температур [2], где осуществлена пластическая деформация кварца, вырезанного из крупного, совершенно однородного природного монокристалла.

Как отмечают многие исследователи [1, 4, 3], существующие представления о механизме возникновения ориентировки кварца (гипотеза дробления и гипотеза пластического скольжения) не в состоянии объяснить многие из наблюдающихся фактов.

Эксперименты, при которых осуществляется пластическая деформация кварца, устанавливают только лишь незначительные локальные изменения оптической ориентировки.

По-видимому, в случае объяснения механизма формирования четких максимумов тектонитов пластической деформацией, необходимо предположить более значительную переориентировку осей кварца в природных условиях.

Для подтверждения этого предположения нами были оптически анализированы многочисленные кристаллы кварца, которые можно подразделить на две группы:

1) Образовавшиеся в процессе роста в открытых трещинах и пустотах, с хорошо развитыми гранями вытянутых кристаллов, особенно призм, не требующих точных гониометрических характеристик для определения положения кристаллографической оси.

2) Очень редкие кристаллы породообразующего кварца, отобранные под биноклем из естественных шлихов с различной степенью развития граней (до 3-х), соответствующих плоскостям ромбоэдров.

Как и следовало ожидать, почти все кристаллы первой группы, после приготовления из них ориентированных шлифов (параллельно призме), имели ровное угасание и не обнаруживали каких-либо признаков деформаций.

Исключение составили только два кристалла, отобранные нами из тектонической глины мощностью 35 см, приуроченной к кварцевой жиле.

Монокристалл 1. Диаметр 10 мм, длина 22 мм. Грани призмы развиты очень четко. Ширина грани 5—6 мм. Шлиф (фиг. 1а) вырезан параллельно грани призмы. Изучение оптической ориентировки кварца в

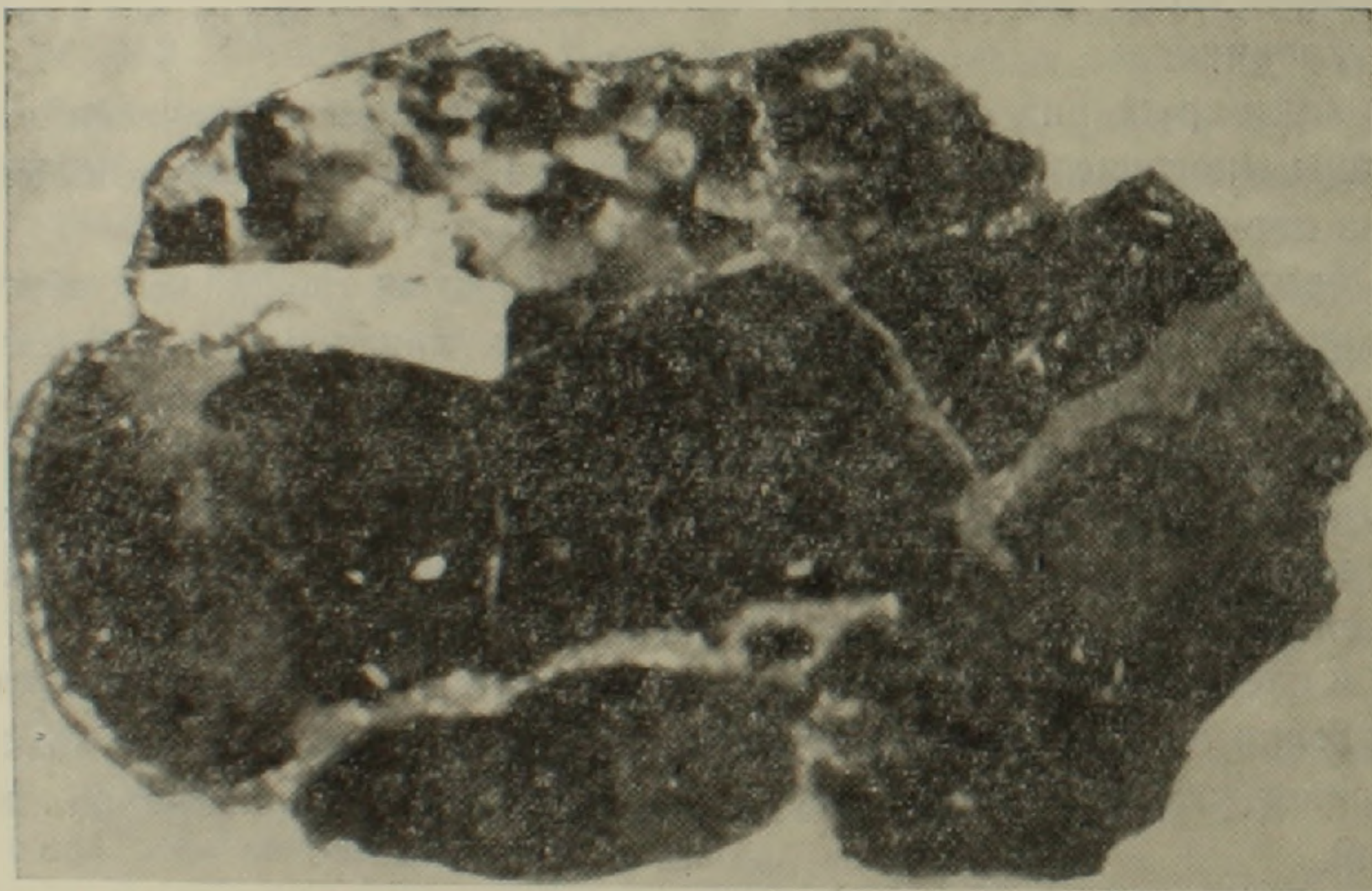
* Очень подробно история этого вопроса рассматривается в монографии Е. В. Цинзерлинга [5].

рассматриваемом шлифе, при помощи столика Федорова, показало следующее:

1) В пределах шлифа выделяются зоны, оптическая ориентировка оптических осей в этой зоне не превышает 2° и происходят, в основном, из плоскости, перпендикулярной шлифу.



а



б

Фиг. 1а и б. Фото шлифов параллельно призме крупных монокристаллов кварца. а) диаметр 10 мм, длина 22 мм, б) диаметр 0,6 мм, длина 25 мм. Николи +.

2) Выделяются деформированные зоны с закономерно повторяющимися участками изменения оптической ориентировки. Размеры участков, вытянутых параллельно оси С, равняются $0,3 \times 0,5$ мм. Положение опти-

ческих осей на этих участках, в пределах зоны, изменяется на 2—4°.

3) Вытянутые участки с закономерно изменяющейся оптической ориентировкой развиваются перпендикулярно к кристаллографической оси (субпараллельно базопинакннду).

4) Выделяются зоны, в которых наблюдается значительная переориентировка (до 20°) положений оптических осей в монокристалле кварца. Переход к этим участкам, как постепенный, так и резкий. В описываемых зонах устанавливаются реликты участков, описанных в пункте 2, с локально изменяющейся оптической ориентировкой, по-видимому, свидетельствующие об их возникновении на более ранних стадиях деформации.

Подобный же характер деформации (фиг. 1б) устанавливается и в другом монокристалле кварца, диаметром 0,6 мм, длиной 25 мм.

Отклонение положения оптической оси нами наблюдались и в шлифах, приготовленных из кристалликов породообразующего кварца.

Рассматриваемый фактический материал, а также вышеприведенные литературные данные дают основание сделать следующие краткие выводы:

1. Механизм ориентировки кварцевых тектонитов, предложенный еще Б. Зандером (гипотеза дробления и гипотеза пластического скольжения), не в состоянии объяснить всех наблюдающихся фактов.

2. Наряду с этим, к настоящему времени имеется много работ, доказывающих, что при реформации не происходит движения материала в целом, а имеет место некоторая переориентировка в решетке кварца (образование дофинейских двойников, перемещение их границ, двуосность, отклонение осей индикатриссы).

3. Переориентировка осей оптической индикатриссы кварца под действием направленного давления, по-нашему мнению, может дать однозначные ответы при расшифровке микроструктурных диграмм. Явление переориентировки оптической индикатриссы можно принять как экспериментально доказанное.

4) Возможность переориентировки оптической оси кварца доказывается на примере деформированных в природных условиях монокристаллов кварца.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 25.IV.1967

ЛИТЕРАТУРА

1. Воларович М. П., Галдин Н. Б., Гусев К. Ф. Геолого-минералогическое и рентгенографическое изучение кварцевых тектонитов. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 90, вып. 6, 1961.
2. Делицин, И. С., Лившиц Л. Д., Марков В. К., Петров В. П., Рябинин Ю. Н. Пластическая деформация кварца в условиях сверхвысокого давления. Изд. АН СССР, сер. геол. № 10, 1964.

3. Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. Изд. Наука, 1965.
4. Соболев В. С., Хлестов В. В., Кепежинкас К. Б. Об использовании ориентировки кварца для определения температур минералообразования. Докл. АН СССР, том. 154, № 6, 1964.
5. Цинзерлинг Е. В. Искусственное двойникование кварца. Изд. АН СССР, 1961.
6. Griggs D., Bell D. Experiments bearing on the orientation of quartz in deformed rocks. Bull. Geol. Soc. America, 49, № 11, 1938.
7. Sander B. Gefügekunde der Gesteine. Wien, 1930.

КРИТИКА И ДИСКУССИЯ

Г. П. БАГДАСАРЯН, Р. Л. МЕЛКОНЯН

О НОМЕНКЛАТУРЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД
КАФАНСКОГО И АЛАВЕРДСКОГО РУДНЫХ РАЙОНОВ
(ОБ ИТОГАХ СИМПОЗИУМА ПО НОМЕНКЛАТУРЕ
ЭФФУЗИВНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД)

15 февраля 1967 г. Отделом петрографии и минералогии Института геологических наук АН Армянской ССР был созван симпозиум по номенклатуре эффузивных и субвулканических образований Кафанского и Алавердского рудных районов.

Выбор отмеченных районов был обусловлен большим объемом проводимых в их пределах геолого-поисковых работ, а также отсутствием единой общепринятой номенклатуры магматических образований (в частности, субвулканических и эффузивных) этих районов.

В работе симпозиума, кроме большого числа сотрудников ИГН АН АрмССР, приняли участие сотрудники УГ СМ Арм. ССР (Н. С. Хачатурян, Л. Г. Абрамян, А. А. Джафаров и др.), НИГМИ (А. Г. Казарян и др.), Армгипроцветмета (С. С. Ванюшин), ЕГУ (О. А. Саркисян), Кафанской ГРП (Н. Карапетян).

С докладом «Принципы номенклатуры излившихся пород и номенклатура эффузивных и субвулканических образований Кафанского и Алавердского рудных районов» выступил Р. Л. Мелконян. Докладчик привел историческую справку о принципах номенклатуры эффузивных пород, подчеркнув наличие в настоящее время в петрографии двух резко различных принципов номенклатуры. В основу первого принципа (Ф. Циркель, Г. Розенбуш) положено разделение пород по возрасту на неовулканические и палеовулканические, позднее (В. Брёггер) — по степени измененности на неотипные и палеотипные, с различными названиями однотипных пород (базальты-мелафиры, андезиты-порфириды, дациты-кв. порфириды, липариты-кв. порфиры и т. д.). Второй принцип номенклатуры (Дж. Дэна, А. Джексон), исключая из элементов классификации возрастной момент и степень сохранности лав, предлагает единую номенклатуру эффузивов.

Как отметил докладчик, «двойственность названий... является в известной степени пережитком прошлых, уже по существу оставленных представлений» [3], поэтому в ряде стран (Англия, Франция и др.) ранее применявших двойную номенклатуру, она заменена единой. В настоящее время единая номенклатура принята в странах Америки, Тихоокеанского пояса (Япония, Китай, Индонезия и др.), в Англии, Франции, Скандинавских странах и др. Двойная номенклатура в настоящее время

в определенной степени мешает прогрессу петрографии, в частности, она не позволяет выделять палеотипные эквиваленты андезито-базальтов, андезито-дацитов, трахилипаритов и др., создавая неправильное мнение об их отсутствии среди палеотипных разностей. Кроме того, исходя из двойной номенклатуры, учитывающей, главным образом, минеральный состав пород, обусловленный вторичными процессами, одинаковое название часто дается различным породам. Так, альбитофирами называются альбитизированные липариты, липарито-дациты, дациты, андезито-дациты. Путаница, возникающая при этом, не нуждается в комментариях.

Далее докладчик остановился на дискуссии по номенклатуре эффузивов [1, 2, 4, 5, 6, 7, 9], развернувшейся в связи со статьей Е. К. Устиева [8], которая выявила неудовлетворенность петрографов двойной номенклатурой; примечательно, что в поддержку применения единой номенклатуры выступили также петрографы, занимавшиеся картированием древних вулканических комплексов.

Затем докладчиком была представлена новая номенклатура эффузивных и субвулканических образований Кафанского (А. Х. Мнацаканян) и Алавердского (Р. Л. Мелконян) рудных районов, основанная на детальном петрографическом и петрохимическом изучении этих пород и исходящая из принципа единой номенклатуры. Рядом с наименованиями пород приводятся соответствующие характерные изменения, в порядке их распространенности (табл. 1).

В заключение докладчик подчеркнул, что принятие единой номенклатуры приведет к устранению существующей путаницы, вызывающей нередко излишние споры, позволит правильное подойти к расшифровке развития процессов магматизма и окажет помощь поисково-съемочным работам.

Доклад вызвал многочисленные вопросы, оживленные прения, в которых приняли участие С. С. Ванюшин, К. Г. Ширинян, Г. А. Казарян, К. И. Карапетян, Р. Т. Джрбашян, А. Г. Казарян, Н. Карапетян, А. И. Карапетян, С. В. Казарян, В. А. Агамалян, А. А. Джафаров, Э. Г. Малхасян. Все выступающие единодушно приветствовали созыв симпозиума и подчеркнули необходимость принятия единой номенклатуры, основанной на номенклатуре кайнотипных пород, как наиболее полной и хорошо разработанной. В ряде выступлений (Г. А. Казарян, С. В. Казарян, А. А. Джафаров) отмечалась большая путаница, существующая в настоящее время в названиях, в частности, субвулканических образований Алавердского рудного района, что в немалой степени является следствием применения двойной номенклатуры. Кроме того отмечалось (А. Г. Казарян), что выделение пород на принципе единой номенклатуры окажет помощь поисковым работам, учитывая определенную приуроченность оруденения к участкам «вторичных кварцитов», развивающихся по кислым образованиям, выделение которых, наряду с применением предложенной номенклатуры, уже осуществлено на новой крупномасштабной карте Кафанского рудного поля. Некоторые высту-

Таблица 1

Сравнительные наименования эффузивных и субвулканических пород
Кафанского и Алавердского рудных районов

Применяемые наименования	Предлагаемые наименования
Кафанский рудный район	
1. Эпидотизированные порфириты	1. Андезиты (эпидотизированные, хлоритизированные)
2. Плагноклазовые порфириты	2. Андезиты
3. Кварцевые порфириты (барабумская серия)	3. Кварцевые андезито-дациты, дациты (хлоритизированные)
4. Диабазовые порфириты, витроандезиты, плагноклазовые фиолетовые порфириты	4. Андезито-базальты, андезиты, редко базальты с диабазовой структурой (хлоритизированные, кальцитизированные, пренитизированные, цеолитизированные)
5. Кварцевые порфиры	5. Кварцевые дациты (окварцованные, альбитизированные)
6. Альбитофиры (кварцевые и бескварцевые)	6. Натриевые липариты, липарито-дациты (альбитизированные, окварцованные)
Алавердский рудный район	
1. Эпидотизированные порфириты	1. Андезиты, андезито-базальты (эпидотизированные, хлоритизированные)
2. Кварцевые плагпорфиры	2. Кварцевые дациты (окварцованные, альбитизированные)
3. Кератофиры	3. Липарито-дациты (альбитизированные, серицитизированные)
4. Альбитофиры (кварцевые и бескварцевые)	4. Натриевые липариты, реже липариты (альбитизированные, окварцованные)

павшие (Г. А. Казарян) предлагали палеотипность подчеркивать введением в название кайнотипной разности слова порфирит (например: «андезитовый порфирит»), однако, как было показано (К. И. Карапетян, К. Г. Ширинян, Р. Т. Джрбашян), в этом случае нарушается терминологическое единство, между тем как термин «измененный андезит» точно передает основные качества этой породы, не говоря уже о том, что степень детальности петрографических исследований позволяет точнее отметить характер изменений.

Подводя итоги симпозиума, Г. П. Багдасарян отметил большой интерес проявленный к симпозиуму, что свидетельствует об актуальности проблемы. Г. П. Багдасарян предложил принять новую номенклатуру эффузивных и субвулканических образований Кафанского и Алавердского рудных районов, а также внести соответствующие предложения в Межведомственный петрографический комитет, с целью разработки единой номенклатуры аналогичных образований других районов Малого Кавказа, а, возможно, и других регионов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гончарова Т. Я. К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1961.
2. Дианова Т. В. Некоторые замечания к вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1961.
3. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1955.
4. Зленко Н. Д., Тархова М. А. К вопросу о единой номенклатуре эффузивных и жильных горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1961.
5. Иванов С. Н. К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1960.
6. Лебединский В. И. Замечания к статье Е. К. Устиева «К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород». Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1960.
7. Сперанская И. М. К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1961.
8. Устиев Е. К. К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1959.
9. Устиев Е. К. Основные итоги дискуссии о номенклатуре эффузивов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1961.

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

О ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО КРУЖКА ИМЕНИ
В. Н. ЛОДОЧНИКОВА

В Институте геологических наук АН Армянской ССР по инициативе отдела петрографии и минералогии в 1962 г. был создан постоянно действующий петрографический семинар, названный, в честь выдающегося советского ученого-петрографа, именем Владимира Никитича Лодочникова.

Петрографический кружок ставил целью проводить широкое обсуждение современных идей и обмен мнениями по общим и теоретическим проблемам петрологии и смежным направлениям минералого-геохимического цикла. Советом петрографического кружка (К. И. Карапетян, Б. Меликсетян и З. О. Чибухчян) периодически созываются семинарские занятия, на которых обсуждаются доклады, проводятся занятия по методам минералого-геохимических и петрохимических исследований изверженных и метаморфических пород, обсуждаются рефераты, а также слушаются сообщения об итогах всесоюзных и международных совещаний и конференций.

За пять лет деятельности петрографического кружка имени В. Н. Лодочникова было заслушано около 30 докладов и сообщений. Следует отметить интересные доклады по геохимии основных и ультраосновных пород (С. А. Паланджян), гранитоидов (Б. М. Меликсетян), о связи вулканизма с тектоникой на примере Гегамской группы вулканов (К. И. Карапетян), о связи вулканизма с поперечными поднятиями и о вулканах Камчатки (Р. Т. Джербашян), о генезисе жильно-магматических пород (Г. А. Казарян), о происхождении плагиогранитов (Р. Л. Мелконян), о структурной петрологии (Р. Н. Таян и В. Г. Кочарян), о составе и дисперсии амфиболов (З. О. Чибухчян) и другие. Специальные заседания были посвящены методам акцессорно-минералогических исследований (Г. А. Саркисян) и петрохимическим пересчетам по методам В. Н. Лодочникова, Ритмана, Куно, Барта по методу сравнительной дисперсии двупреломления Е. А. Кузнецова.

На заседаниях кружка с докладами выступали видные советские петрографы Е. К. Устиев (о проблеме вулкано-плутонических формаций), В. С. Коптев-Дворников (о геохимической и металлогенической специализации гранитоидов), М. А. Фаворская (о связи магматизма с блоковой тектоникой), а из иностранных ученых Росин Иванов (Болгария) (о химико-минералогической классификации щелочных эффузивных пород).

В середине апреля 1967 г. Советом кружка была созвана научная сессия, посвященная 80-летнему юбилею В. Н. Лодочникова, которая по праву может быть названа «Лодочниковскими чтениями».

Совет петрографического кружка К. И. Карапетян Б. М. Меликсетян З. О. Чибухчян.

ЮБИЛЕЙНАЯ НАУЧНАЯ СЕССИЯ, ПОСВЯЩЕННАЯ 80-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ В. Н. ЛОДОЧНИКОВА

С 11 по 13 апреля 1967 г. в Институте геологических наук Академии наук Армянской ССР проходила юбилейная научная сессия по проблеме «Магматизм и связанные с ними постмагматические процессы», посвященная 80-летию со дня рождения выдающегося петролога В. Н. Лодочникова.

Всего на этой сессии было заслушано и обсуждено 15 научных докладов и сообщений по различным аспектам проблемы. Большой интерес вызвали обсуждения докладов, касающихся типизации магматических формаций альпийского тектоно-магматического цикла, некоторых вопросов петрологии гипербазитов, возрастного расчленения интрузивных, субвулканических и эффузивных комплексов отдельных рудных районов Армении и связанных с ними процессов послемагматического гидротермального метаморфизма пропилитизации, регионального зеленокаменного метаморфизма и лиственитизации) и оруденения. Большинство прочитанных докладов публикуется в настоящем номере «Известий» АН Армянской ССР.

Научная сессия вызвала большой интерес среди геологической общности Еревана. В работе сессии принимали участие сотрудники Института геологических наук АН Арм. ССР, геологического факультета Ереванского государственного университета, Геологического Комитета Совета Министров Арм. ССР, Научно-исследовательского горно-металлургического института и др.

Сессия приняла решение сделать традиционными ежегодные Лодочниковские чтения и приглашать к участию в них широкий круг сотрудников геологических учреждений республики.

Сессия обратилась к дирекции Института геологических наук и в Отделение Наук о Земле АН АрмССР с предложением в ближайшие годы подготовить к изданию богатое и ценное научное наследство В. Н. Лодочникова.

Оргкомитет: Р. Т. ДЖРБАШЯН,
Б. М. МЕЛИКСЕТАН, Р. Л. МЕЛКОНЯН

