

ГЕОЛОГИЯ

Ю. А. АРАПОВ

**К петрографии сиенито-диоритов в районе горы Каладаш
(Армения)**

Введение

Летом 1937 г. автором был посещен район горы Каладаш в Мегринском районе Армянской ССР. В течение кратковременной экскурсии в этом районе автором были осмотрены интрузивные породы этой части Конгур-Алангезского плутона, представленные сиенито-диоритами, диоритами, габбро-диоритами, габбро, пироксенитами, магнетитовыми оливинитами и другими породами, изучение взаимоотношений которых позволяет предполагать, что все они являются продуктами дифференциации единой магмы, обусловленной, вероятно, ассимиляцией боковых пород. Краткому описанию этих пород и их взаимоотношениям посвящена настоящая статья.

I. Краткое описание геологического строения района

В геологическом строении описываемой части Южной Армении принимает участие крупный Конгур-Алангезский интрузив, занимающий в пределах СССР площадь свыше 1000 кв. км и продолжающийся далее в Иран, где он слагает значительную часть Карадага и вулканогенно-осадочные породы палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов, прорываемые этим интрузивом. Возраст интрузива определяется тем, что он прорывает все породы, вплоть до верхнего эоцена и перекрывается отложениями миоцена.

Конгур-Алангезский интрузив представляет собой сложный плутон, в составе которого принимают участие граниты, гранодиориты, монзониты, сиенито-диориты, сиениты, нефелиновые сиениты, диориты, габбро-диориты, габбро, пироксениты и другие породы. Изучение взаимоотношений этих пород в отдельных частях плутона показало, что в его формировании имело место несколько последовательных фаз интрузивной деятельности, связанных, повидимому, с процессом дифференциации в едином магматическом очаге.

Мы не останавливаемся здесь на подробном описании пород, слагающих интрузив, и на их возрастном соотношении, отсылая ин-

тересующихся к соответствующим работам В. Г. Грушевого (3), С. А. Мовсисяна (9) и других исследователей (2, 8, 10).

Объектом исследования автора являлся лишь небольшой восточный участок интрузива, расположенный близ г. Каладаш, в районе верховьев р.р. Гяров и Алдара (Малев).

Преобладающими являются здесь интрузивные породы, представленные довольно сложным комплексом, среди которого преобладают сиенито-диориты и диориты. Вмещающая интрузию толща представлена, в описываемом районе, довольно крупными участками вулканогенных и осадочных пород кровли, погруженных в интрузивные породы и еще не смытых эрозией. Наиболее крупными из этих участков кровли являются вулканогенные породы и известняки г. Чихновар и вулканогенные породы, слагающие вершину г. Каладаш. Кроме того, в описываемом районе наблюдается ряд более мелких участков вулканогенных пород и известняков, заключенных в интрузивные породы, а также ряд мелких и крупных ксенолитов, тех же вмещающих пород. В связи с описываемой особенностью строения района мы можем предполагать, что в настоящее время, в данном участке, обнажена лишь апикальная часть интрузива, большая часть кровли которого лишь недавно была смыта эрозией.

Интрузивные породы отличаются довольно пестрым составом и представлены сиенито-диоритами и диоритами, среди которых наблюдается ряд более меланократовых шлиров и выделений, размеры которых колеблются от нескольких сантиметров поперечного сечения до интрузивных тел размером до 0,5—1 км поперечного сечения.

Изучение этих основных пород под микроскопом показало, что они представлены габбро-диоритами, габбро-сиенитами, габбро, плагиоклазитами, пироксенитами и габбро-пироксенитами и даже магнетитовыми оливинитами. Кроме этих, более меланократовых пород в составе интрузива принимают меньшее участие лейкократовые сиениты и жильные дериваты интрузивных пород, представленные диоритами и сиенит-аплитами.

Наряду с меланократовыми шлирами в интрузиве наблюдается ряд более лейкократовых шлиров, состоящих из преобладающего известково-натриевого полевого шпата с небольшим количеством цветного минерала. Наконец, пестрота состава интрузива усложняется тем, что более крупнозернистые разновидности пород нередко сменяются более мелкозернистыми, которые вскоре снова сменяются крупнозернистыми.

Изучение взаимоотношений более меланократовых и более лейкократовых пород дает довольно пеструю картину. В большинстве случаев меланократовые породы образуют отчетливые шлиры среди сиенито-диоритов, причем граница между ними и более лейкократовыми породами постепенная. Довольно часто эти шлиры и значительные скопления меланократовых интрузивных пород секутся дайками диорита и сиенит-аплита. Наряду с этим, среди более лейкократовых

вых сиенитов наблюдаются отчетливые жилообразные выделения основных пород, вытянутые в одном направлении, причем контакты между обоими породами резкие.

В более крупных массивах основных пород иногда наблюдаются скопления и жилки магнетита, мощность которых колеблется от 1—2 до 20—30 сантиметров. Иногда в породе наблюдается ряд параллельных магнетитовых жилок, в связи с чем порода приобретает полосчатое строение; последнее проявляется также нередко в чередовании то более лейкократовых, то более меланократовых пород.

Меланократовые шлиры также отчетливо секутся дайками сиенит-аплитов. Нередко плагиоклазовые породы образуют лейкократовые шлиры среди меланократовых пироксенитов.

В отдельных возвышенных участках, а также вблизи выходов вулканогенно-осадочных пород кровли, сиенито-диориты и диориты отчетливо перекрываются лейкократовыми сиенитами или сиенит-аплитами. Нередко эти лейкократовые породы отчетливо сгнейсованы.

Они обычно значительно более мелкозернисты, чем сиенито-диориты и диориты, слагающие главное тело интрузии, и нередко обладают порфиоровидным строением. На основании этих взаимоотношений можно предполагать, что они представляют краевую фацию интрузива, сложенного более крупнозернистыми сиенито-диоритами и диоритами, а также основными и ультра-основными породами.

Наблюдения над взаимоотношением основных и ультра-основных пород с сиенито-диоритами и диоритами показывают, что в ряде случаев первые представляют собой шлиры во вторых породах. Это особенно отчетливо видно в случае более мелких скоплений меланократовых пород, в которых часто переход от более меланократовых к более лейкократовым породам незаметен. Наряду с этим, в ряде других случаев, граница между меланократовыми и лейкократовыми породами резкая и основные и ультра-основные породы образуют жилообразные скопления, секущие сиенито-диориты и диориты. Одновременно с этим наблюдаются и обратные соотношения, т. е. жилы более лейкократовых сиенито-диоритов в основных породах. Подобная картина сложного взаимоотношения пород особенно отчетлива в случае более мелких скоплений основных пород и менее ясна в тех участках, где развиты крупные скопления основных и ультра-основных пород размером до 1 км в поперечном сечении. Именно в этих, более крупных основных интрузивных телах наблюдаются шлиры и дайки своеобразных плагиоклазовых пород и описанные выше скопления жилок магнетита.

II. Петрографическое описание пород

А. Породы главного тела интрузива

1. *Сиенито-диориты и диориты.* Эти породы слагают, как уже отмечалось, главное тело интрузива. Макроскопически они неразличимы друг от друга и, повидимому, дают незаметные переходы в описыва-

емой части Конгур-Алангезского интрузива. Кроме того, они проявляют много сходства и в минералогическом составе, различаясь лишь преимущественно по количественному соотношению слагающих минералов (присутствие значительного количества калиевого полевого шпата в сиенито-диоритах). Поэтому, в целях избежания повторов при описании пород, мы их описываем вместе.

Макроскопически они представляют собой средне- или крупнозернистые породы с отчетливо различаемыми зёрнами полевого шпата, черного пироксена или амфибола и часто биотита. Изредка в них присутствуют мелкие зёрна эпидота.

Под микроскопом видна крупно- или среднезернистая структура породы с величиной зёрен до 0,5—2 мм и редко до 5—10 мм.

Цветные минералы обычно составляют в сиенито-диоритах 10—20%, а в диоритах 20—25% породы и представлены моноклинным пироксеном, роговой обманкой и биотитом, в различных количественных соотношениях, причем роговая обманка и биотит преимущественно отчетливо развиваются, как продукты изменения пироксена.

Моноклинный пироксен обычно является преобладающим минералом. В шлифах или бесцветен или окрашен в слабозеленоватый цвет.

На основании определения констант минерала относится к диопсид-геденбергиту (см. таблицу № 1).

В одних образцах пироксен обрастает замещающей его зеленоватобурой роговой обманкой, в других биотитом, а в ряде случаев обоими минералами, или же образует с ними сростки. Свежие незамещаемые зёрна обладают отчетливыми идиоморфными очертаниями. В одном образце сиенито-диорита в пироксене наблюдались остаточные, оплавленные зёрна оливина, окруженного со всех сторон пироксеном.

Роговая обманка чаще всего наблюдается, как продукт замещения пироксена, но иногда образует и самостоятельные зёрна. Результаты определения констант минерала приведены в таблице № 2.

Биотит обычно явно преобладает над роговой обманкой. Отчетливо плеохроирует от красно-коричневого до светлорыжевого цвета. Значительно реже встречается биотит другого типа—плеохроирующий от зеленовато-коричневого до светлого зеленовато-желтоватого цвета. Минерал или обрастает и замещает по трещинам пироксен или же образует самостоятельные зёрна. В некоторых шлифах также наблюдались каймы биотита вокруг зёрен рудного минерала (см. рис. 1). Судя по взаимоотношению с плагиоклазом, часть биотита образовалась в связи с постмагматическими процессами, так как этот минерал иногда образует жилки, секущие зёрна плагиоклаза или же развивается в промежутках между зёрнами последнего. С другой стороны, в некоторых зёрнах плагиоклаза, наряду с вклю-

Таблица 1

Оптические свойства моноклинного пироксена

№	Порода	Минерал	C:Ng	+2v	Ng — Np	Nm	Примечания
1	Сиенито-диорит	Диопсид-геденбергит	40°—41°	55°—58°	0,029—0,031	1,714 > Nm > 1,710	
2	Габбро-диорит и габбро	"	40°—46°	50°—54°	0,023—0,028	1,714 > Nm > 1,710	
3	Габбро-пироксенит	"	41°—43°	52°—57°	0,024—0,028	1,714 > Nm > 1,710	
4	Пироксенит	"	42°	53°	0,027	—	
5	Оливиновые пироксениты	"	44°	57°	—	1,720 > Nm > 1,714	

Таблица 2

Оптические свойства роговых обманок

№	Порода	Минерал	C:Ng	—2v	Ng — Np	Nm	Плеохроизм		
							Ng	Nm	Np
1	Сиенито-диориты и диориты	Обыкновенная роговая обманка	22°	84°	0,018	1,717 > Nm > 1,714	Буро-зеленая	Буровато-зеленая	Светлобуровато-зеленая
2	Габбро-диориты и габбро	"	22°	74°	0,020	1,696 > Nm > 1,693	Темнозелен. бурая	Светлозеленов. бурая	Светло-зеленая бурая
3	Габбро-пироксениты	"	12°	—	0,021	1,684 > Nm > 1,682	Густобу-розелен.	Бурозеленая	Светло-зеленая
4	Оливиновые пироксениты	"	20°	—	0,027	1,682 > Nm > 1,680	Темнозеленая	Зеленая	Светлозеленая
5	Уралитизированные долериты	"	22°	56°	0,022	—	—	—	—

чениями мелких зерен пироксена наблюдаются также включения мелких зерен биотита.



Рис. 1.

Плаггиоклаз составляет в диоритах 65—70% породы, а в сиенито-диоритах от 35—40% до 60% породы. В большинстве случаев минерал отчетливо зонален, причем центр зерен является более основным. Определение констант минерала на универсальном феодровском столике и по углу погасания в зоне $\perp(010)$ дало для различных образцов диоритов от № 38 до № 62, а для сиенито-диоритов от № 22 до № 38.

Плаггиоклаз отчетливо идиоморфен по отношению к калиевому полевому шпату, на контакте с которым он рессорбирован, причем последний часто развивается в плаггиоклазе по тонким трещинкам в виде жилок. Большей частью наблюдаются довольно свежие зерна плаггиоклаза, содержащие лишь редкие включения зерен карбоната, серицита и эпидот-клиноцоизита, но иногда встречаются зерна, центральная часть которых переполнена этими минералами. Кроме этих минералов, иногда за счет плаггиоклаза, обычно по тонким жилкам, развивается почти изотропный минерал ($p < k$. б.) скорее всего из группы цеолитов.

Калиевый полевой шпат составляет в диоритах 2—3%, редко 8—10%, а в сиенито-диоритах от 15 до 40—45% породы. Таким образом, по количеству калиевого шпата, можно выделить ряд переходных разновидностей от сиенито-диоритов к диоритам. Определение констант дало: $P:N_m = 13^\circ - 15^\circ$; $2v = -72^\circ$, что соответствует нерешетчатому микролину. Как уже отмечалось, минерал отчетливо

ксеноморфен по отношению к плагиоклазу и нередко содержит включения оплавленных остаточных зерен последнего, которые преимущественно приурочены к центральной части зерен калиевого полевого шпата. В диоритах обычно калиевый полевой шпат наблюдается лишь в виде жилок, развивающихся в зернах плагиоклаза.

Из второстепенных минералов в породах присутствуют апатит, сфен, магнетит, пирротин и изредка циркон. Из вторичных часто наблюдаются хлорит-пеннин с аномальными низкими цветами интерференции и мусковит (по биотиту), а также упомянутые выше серицит, карбонат и эпидот-клиноцоизит, и иногда вторичный рудный минерал, отлагающийся по трещинам в плагиоклазе и пироксене. Кроме того, в некоторых образцах присутствует цеолит (?), который иногда, вместе с серицитом и эпидотом-клиноцоизитом, образует псевдоморфозы по зернам плагиоклаза.

Структура породы порфировидная или равномерно зернистая. Характерен идиоморфизм плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату, особенно отчетливый в сиенито-диоритах, где в богатых калиевым полевым шпатом образцах ясно видна монцонитовая структура.

2. *Сиениты*. Значительно реже среди пород главного тела интрузива наблюдаются разновидности, которые по составу соответствуют сиенитам и, как описывалось выше, развиты в участках близких к контактам с вмещающими породами, сгнейсованы и обладают более мелкозернистым строением. Макроскопически они представляют мелкозернистые светло-серые лейкократовые породы, состоящие из полевого шпата и сравнительно редких зерен цветных минералов.

Под микроскопом видно, что порода обычно обладает порфировидным строением. Цветные минералы в сиенитах составляют обычно 10—15%, но иногда не более 2—3% породы, и в этих случаях порода соответствует скорее сиенит-аплитам. Они представлены или зеленовато-бурой роговой обманкой или зеленовато-коричневым, а иногда бурым биотитом, или же обоими минералами, величина зерен которых значительно меньше чем у полевых шпатов. Изредка в роговой обманке наблюдаются включения округлых остаточных зерен моноклинного пироксена.

Часто зерна биотита являются несомненно вторичными, так как они образуют или жилки, развивающиеся между зернами полевых шпатов, или же радиально-лучистые скопления.

Полевые шпаты составляют от 85 до 95% породы, причем калиевый полевой шпат—микрпертит обычно отчетливо преобладает над плагиоклазом.

Плагиоклаз нередко переполнен мелкими чешуйками серицита и иногда замещается изотропным, ближе неопределимым цеолитом. В некоторых образцах наблюдаются редкие зерна кварца. Из вто-

ростепенных минералов присутствуют апатит, сфен, циркон и рудный минерал, количество которого иногда доходит до 3% породы.

Структура породы паналлотриоморфнозернистая.

Б. Меланократовые шилы в интрузии

В описании мы разбиваем меланократовые шилы на две группы основных и ультра-основных пород, хотя они образуют постепенные переходы и провести в поле границу между этими группами трудно. К основным породам мы относим габбро-диориты и габбро, а к ультраосновным — габбро-пироксениты, пироксениты, оливиновые пироксениты и магнетитовые оливиниты.

1. *Габбро-диориты и габбро*. Макроскопически они представляют собой средне- или крупнозернистые породы, в которых невооруженным глазом можно легко установить зерна серовато-белого полевого шпата, моноклинного пироксена, роговой обманки и биотита. Под микроскопом в породе были установлены следующие минералы.

Моноклинный пироксен (см. табл. № 1) составляет 20—30% породы, обычно бесцветный, но нередко окрашен в зеленоватый цвет.

Довольно часто замещается обрастающими его роговой обманкой или биотитом. Во многих случаях содержит включения зерен рудного минерала и шпинели, причем иногда образует вокруг них отчетливые каймы. Изредка наблюдаются обратные соотношения с рудным минералом и каймы последнего вокруг моноклинного пироксена.

Роговая обманка (см. табл. № 2) составляет 5—10%, окрашена в бурозеленый цвет и встречается преимущественно как продукт замещения пироксена и реже в виде самостоятельных зерен.

Биотит плеохроирует от красно-коричневого до светло-коричневого цвета. Присутствует в количестве 0—10%. Встречается или в самостоятельных зернах, или же обрастает зерна пироксена и роговой обманки, а иногда развивается и по трещинам в зернах пироксена.

Общее количество цветных минералов колеблется от 30% в габбро-диоритах до 50—55% в габбро.

Плагноклаз составляет около 35—45% в габбро и около 60% в габбро-диоритах.

Определение констант минерала дало № 88—90 для наиболее основных эвкритовых габбро и № 50—52 для габбро-диоритов. Обычно плагноклаз сохраняется в виде довольно свежих зерен и лишь по тонким трещинам замещается изотропным цеолитом. Изредка в нем наблюдаются вторичные серицит и карбонат.

В породе присутствует в значительном количестве (иногда до 10—15%) магнетит, который довольно часто сростается с зеленой шпинелью. Во многих образцах породы содержится также много

апатита (до 3%). Изредка встречаются зерна сфена и циркона. Структура породы панидиоморфнозернистая, но часто затушевана, в связи с развитием зерен вторичной роговой обманки.

2. *Ультра-основные породы* представлены габбро-пироксенитами, пироксенитами, оливиновыми пироксенитами и магнетитовыми оливинитами. С ними тесно связаны описываемые ниже своеобразные плагиоклазовые породы.

а) *Габбро-пироксениты* макроскопически представляют собой темные, среднезернистые до крупнозернистых, породы, состоящие из видимых зерен пироксена, роговой обманки и серовато-белого полевого шпата. В некоторых образцах видно значительное количество биотита и изредка скопления зерен желтовато-зеленого эпидота. Под микроскопом в породе были установлены следующие минералы.

Моноклинный пироксен—диопсид-геденбергит (см. табл. № 1) составляет 50—75% породы и обычно в шлифах окрашен в светло-зеленый цвет. Размер зерен колеблется от 0,3 до 1—2 мм. Довольно часто окружен зернами замещающей его роговой обманки, реже биотитом, которые нередко также как апатит и рудный минерал образуют в нем включения.

Роговая обманка (см. табл. № 2) обычно составляет 5—15% породы, но иногда ее количество возрастает до 20—25%. Величина зерен в некоторых случаях достигает 3—6 мм и тогда нередко в одном зерне роговой обманки наблюдаются включения нескольких зерен пироксена и других минералов (пойкилитовая структура).

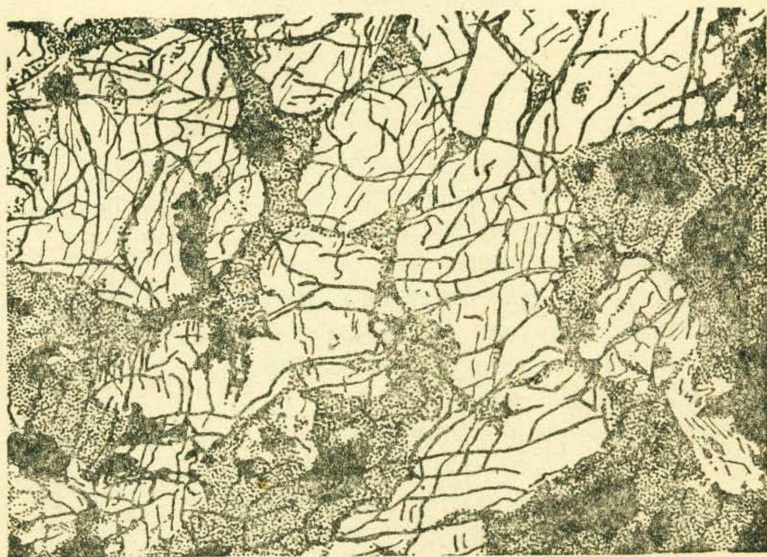


Рис. 2.

Обычно она, как уже отмечалось, развивается как продукт замещения пироксена (см. рис. 2). Иногда, в свою очередь, замещает-

ся обрастающим ее биотитом. В одном случае наблюдалось также замещение роговой обманки карбонатом.

Биотит присутствует в количестве 0—10%. Плеохроирует от красно-коричневого до светло-коричневого цвета. Обычно или окаймляет пироксен или же развивается в виде сростков с пироксеном и роговой обманкой. Иногда развивается в виде тонких жилок по трещинкам в замещаемом им пироксене. Нередко образует каймы вокруг зерен рудного минерала и шпинели.

Плагиоклаз составляет обычно 10—15%, иногда до 20% породы. Определение констант минерала дало № 90—93.

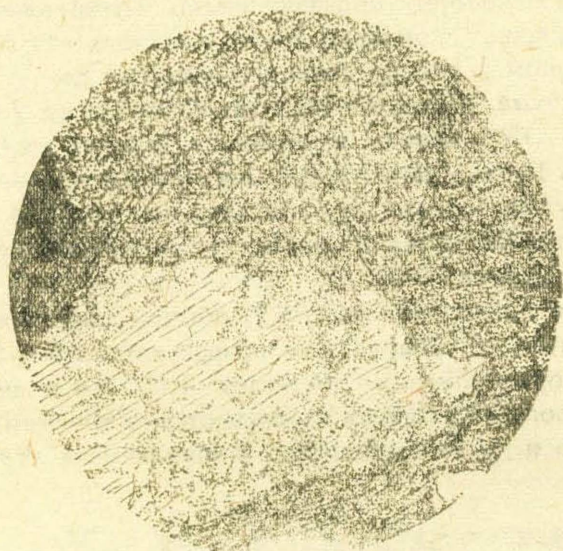


Рис. 3.

Зерна обладают идиоморфными очертаниями. Обычно в плагиоклазе, в виде тонких жилок, развивается изотропный, точнее не определимый цеолит (рис. 3). Другими довольно обычными продуктами разложения плагиоклаза являются карбонат, серецит и реже эпидот.

Рудный минерал—магнетит составляет 2—4%, а иногда 5—8% породы. Обычно образует отчетливо идиоморфные зерна, развитые в виде включений в других минералах, а также в виде скоплений, состоящих из нескольких зерен. Довольно часто образует сростки с зернами зеленой *шпинели*.

Апатит обычно наблюдается в виде единичных зерен, но иногда, особенно в породах обогащенных магнетитом, составляет до 3—5% породы. В этих случаях зерна апатита величиной в 0,3—0,6 мм довольно часто содержат включения мелких зерен рудного минерала.

Сфен встречается в виде редких мелких зерен. В породе также встречаются зерна циркона и рутила.

Первоначальная панидиоморфнозернистая структура породы в

большинстве случаев затушевана в связи с развитием вторичных биотита и роговой обманки.

б) *Пироксениты* по минералогическому составу довольно тесно примыкают к только что описанным породам. Они состоят в основном из того же моноклинного пироксена (см. таблицу № 1) и роговой обманки, составляющих до 80—90% породы.

Роль плагиоклаза соответственно уменьшается, и он составляет 0—5% породы. Довольно значительную роль в составе породы играют апатит (5—8%) и магнетит (5—10), причем последний часто дает сростки с зеленой шпинелью; биотит также, как и в габбро-пироксенитах, является обычным минералом и развивается за счет пироксена и роговой обманки, а также иногда образует самостоятельные зерна.

в) *Оливиновые пироксениты*, как уже отмечалось, наблюдаются среди других ультра-основных пород и макроскопически не всегда от них отличимы. Макроскопически они представляют собой крупнозернистые черные породы, состоящие из видимых кристаллов черной роговой обманки величиной до 1 см, в которых видны включения более мелких зерен зеленого оливина и черного пироксена.

Под микроскопом в породе были установлены следующие главные минералы: оливин, моноклинный пироксен, роговая обманка.

Оливин в виде зерен величиной до 0,5 мм составляет 10—15% породы. Обычно, как и моноклинный пироксен, заключен в более крупных зернах роговой обманки, рессорбирующей эти минералы, или же окружен каймой роговой обманки.

Характер взаимоотношения пироксена и роговой обманки такой же, как у пироксенитов.

Кроме этих главных минералов в породе присутствуют зерна плагиоклаза, биотита, магнетита, гематита, шпинели, циркона и апатита.

г) Оливиновые породы, по составу близкие к *магнетитовым оливинитам*, были встречены лишь в одном крупном скоплении ультра-основных пород. Преобладающим в породе минералом (60—70%) является оливин, замещаемый серпентином, с образованием характерных петельчатых структур замещения (см. рис. 4).

Зерна оливина цементируются магнетитом, составляющим около 25—30% породы и часто образующим сростки с зернами шпинели. Кроме того, в породе наблюдается вторичный магнетит, отложенный в виде мелких зерен в средней части жилок серпентина, замещающих оливин.

В магнетите, цементирующем оливин, нередко также наблюдаются жилки более позднего серпентина, в центральной части которых иногда отлагается карбонат.

Как уже отмечалось, отдельные участки ультра-основных пород сильно обогащены магнетитом. Изучение подобных оруденелых пироксенитов показало, что магнетит в них составляет до 30—50%

породы и во многих случаях отложился ясно позже пироксена и оливина, т. к. цементирует их зерна. Во многих случаях, при увеличенном количестве магнетита в породе, возрастает содержание апатита, составляющего иногда до 20% породы.

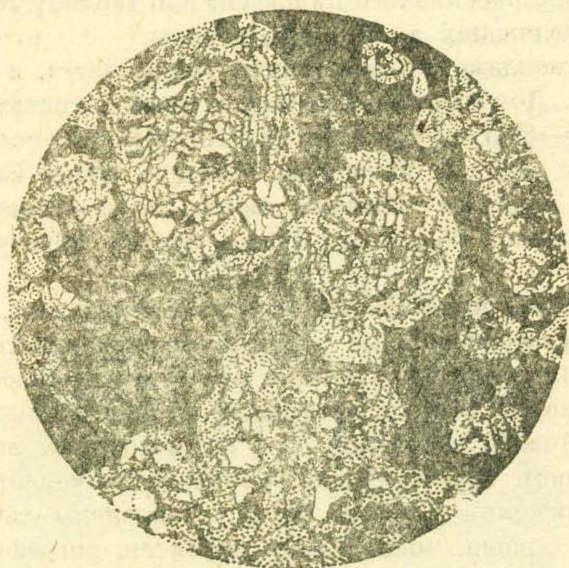


Рис 4.

Магнетитовые руды представляют собой породу, состоящую уже на 80—95% из магнетита, среди массы которого попадаются включения зерен моноклинного пироксена, оливина, шпинели и апатита. Апатит иногда составляет до 15% породы. Соотношение между шпинелью и магнетитом в большинстве случаев неясное, но в одном случае удалось наблюдать жилки в магнетите, выполненные шпинелью.

Химический анализ магнетита, отобранного под бинокулярной лупой, из прожилка в породе, дал следующие результаты:

Пересчет результатов анализа дал следующее соотношение:

SiO ₂ —	1,00
Al ₂ O ₃	8,05
Fe ₂ O ₃	60,64
Cr ₂ O ₃	0,05
FeO	27,97
MgO	2,65
Σ	100,36

Шпинель	9,39
Магнетит	87,89
Хромит	0,07
Герцинит	0,53
Избыток FeO	0,33
SiO ₂	1,00
Σ	100,36

Из данных анализа видно, что магнетит содержит значительное количество примеси шпинели и относится к магнезиоферриту.

3. *Плагноклазиты*, как уже отмечалось, обычно тесно связаны с участками развития основных и ультра-основных пород и образуют среди них шлиры или секущие жилки.

Макроскопически они представляют собой средне- или крупнозернистые светлые породы, состоящие из преобладающего сероватобелого полевого шпата и редких зерен пироксена, биотита и иногда эпидота и хлорита. Из приведенного ниже описания видно, что породы эти в зависимости от основности плагиоклаза в одних случаях следует отнести к анортозитам, а в других к группе лабрадоритов. Под микроскопом в плагиоклазитах были установлены следующие минералы: плагиоклаз, моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит, калиевый полевой шпат, магнетит, шпинель, апатит, сфен, пренит, мусковит.

Плагиоклаз составляет 80—95% породы. Определение констант минерала в различных жилах дало колебание от № 54 до № 92.

Плагиоклаз во многих случаях изменен и обычно замещается серицитом, иногда хлоритом-пеннином и эпидотом. Цветные минералы составляют 2—4%, редко до 10% породы и представлены зернами бесцветного в шлифах, моноклинного пироксена, зеленовато-бурой роговой обманки и красновато-бурого плеохроирующего биотита. Иногда в породе, в небольшом количестве, присутствует калиевый полевой шпат. Из второстепенных минералов установлены магнетит, шпинель, апатит и сфен. Количество апатита иногда доходит до 5% породы, магнетита до 3—4% породы. Сфен также, как и магнетит, иногда выделялся явно позже плагиоклаза, так как они раз-

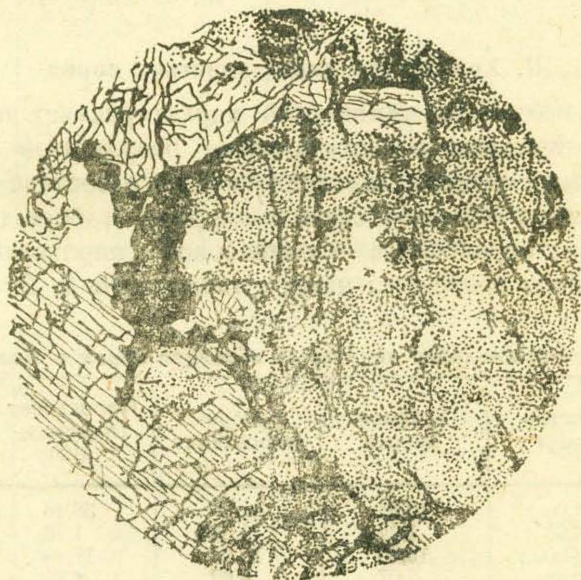


Рис 5.

виваются в виде жилообразных скоплений между зернами этого минерала (см. рис. 5). Изредка в породе наблюдается пренит, замещающий плагиоклаз, и довольно крупные чешуйки мусковита.

4. *Сиенит-аплиты*, как уже отмечалось, образуют дайки, секу-

шие как сиенито-диориты и диориты, так и основные породы. Макроскопически они представляют собой светлые розовато-белые и светло-серые мелкозернистые породы.

Под микроскопом видна мелкозернистая структура породы, состоящей из преобладающего калиевого полевого шпата, плагиоклаза № 15—25 и редких зерен моноклинного пироксена, роговой обманки и биотита. В небольшом количестве в породе присутствуют сфен, апатит, рудный минерал и мусковит.

Некоторые разновидности аплита подверглись сильному постмагматическому изменению, в связи с чем в них развиваются вторичный кварц, хлорит-пеннин и рудный минерал (гематит), составляющий иногда до 15% породы.

5. *Вмещающие интрузив породы*, встреченные в нем ксенолиты и сохранившиеся обломки кровли указывают на то, что кровля была сложена преобладающими вулканогенными породами (порфиритами), за счет которых развились роговики, и известняками, за счет которых развились скарны. Роговики, возникшие преимущественно за счет порфиритов, представлены кварц-плагиоклазовыми, биотит-полевошпатовыми и более редкими пироксен-гранат-полевошпатовыми разновидностями. Скарны преимущественно гранат-пироксеновые, реже гранатовые, гранат-пироксен-волластонитовые, гранат-волластонитовые и пироксен-гранатовые. В области контакта встречаются также скарнированные известняки и гибридные гранат-пироксен-полевошпатовые породы.

III. Химическая характеристика пород

С целью получения химической характеристики некоторых пород района г. Каладаш и сопоставления результатов химического анализа с данными изучения минералогического состава пород были выполнены анализы образцов сиенито-диорита, габбро-диорита, габбро-пироксенита, пироксенита и оливинового пироксенита. Результаты этих анализов приведены нами в таблице № 3. В таблице № 4

Таблица 3

Результаты анализов некоторых образцов пород г. Каладаш

	Сиенито-диорит	Габбро-диорит	Габбро-пироксенит	Пироксенит (горнблендит)	Оливинов. пироксенит
SiO ₂	54,00	40,04	41,28	36,46	39,86
TiO ₂	0,55	1,24	1,64	1,76	1,10
Al ₂ O ₃	23,00	19,80	18,24	17,16	8,51
Fe ₂ O ₃	2,58	7,97	6,62	8,79	9,30
FeO	2,63	4,96	6,68	8,18	8,47
CaO	5,82	12,84	13,04	12,04	15,68
MgO	1,96	7,56	8,60	12,76	15,04
MnO	—	—	—	—	—
K ₂ O	4,46	0,48	0,78	1,32	0,60
Na ₂ O	4,82	3,90	2,2	1,22	0,86
—H ₂ O	0,00	0,00	0,12	0,00	0,28
+H ₂ O	0,94	0,92	1,12	0,58	1,08
Σ	100,76	99,71	100,38	100,27	100,60

Таблица 4

Результаты количественного подсчета минералов некоторых разновидностей горных пород г. Каладаш

№	П о р о д а	Монокл. пирокс.	Роговая обманка	Биотит	Плагиоклаз		Кальц. полев. шпат	Оливиног.	Рудн. минерал	Апатит	П р о ч и е
					%	№					
1	Сиенито-диориты	0,9	0,3	0,8	49,4	22—38	48,6	—	0,3	—	—
2	Габбро-диорит	25,9	—	12,8	52,2	50—52	—	—	6,9	2,2	1,0
3	Габбро-пироксенит	18,7	27,4	1,6	47,2	90—93	—	—	4	1,5	—
4	Пироксенит (горнблендит)	—	85,9	—	3,1	95—100	—	—	8,4	—	2,6
5	Оливиновый пироксенит	53,3	15,6	1,3	5,1	95—100	—	13,2	10,5	—	1,0

приведены данные о количественном соотношении минералов, слагающих образцы анализированных пород. Результаты анализов указанных пород изображены нами графически по методу, предложенному А. Н. Заварицким (5,7), на рис. 6, причем на диаграмму также нанесены для сравнения данные о составе некоторых типичных пород, заимствованные из книги А. Н. Заварицкого (5,6). Из рассмотрения приведенных данных о химическом составе описываемых пород можно сделать следующие основные выводы.

1. Изменение от более кислых к более основным породам выражается в уменьшении содержания кремнекислоты, глинозема и щелочей и увеличении содержания окисного и закисного железа, кальция и магния.

2. Сопоставление описываемых пород, являющихся, по нашим воззрениям, продуктами дифференциации сиенито-диоритовой магмы, под влиянием ассимиляции богатых известью и основаниями пород кровли с химическим составом аналогичных пород, приводимых в справочниках и учебниках, указывает на повышение содержания в наших породах алюминия, железа и кальция и недосыщенность пород магнием. Эти данные хорошо увязываются с результатами минералогического изучения пород, при котором в них было установлено отсутствие обычно богатого магнием ромбического пироксена и наличие в породе значительного количества магнетита и шпинели.

3. Своеобразие химического состава описываемых пород не противоречит высказываемым ниже предположениям об образовании основных и ультра-основных пород как продуктов дифференциации магмы, близкой по составу к сиенито-диоритам, вследствие ассимиляции пород кровли. Избыток глинозе-

ма в основных породах может быть объяснен его первоначальным высоким содержанием в сиенит-диоритовой магме, а высокое содержание кальция может быть объяснено расплавлением богатых кальцием и бедных магнием известковистых пород кровли.

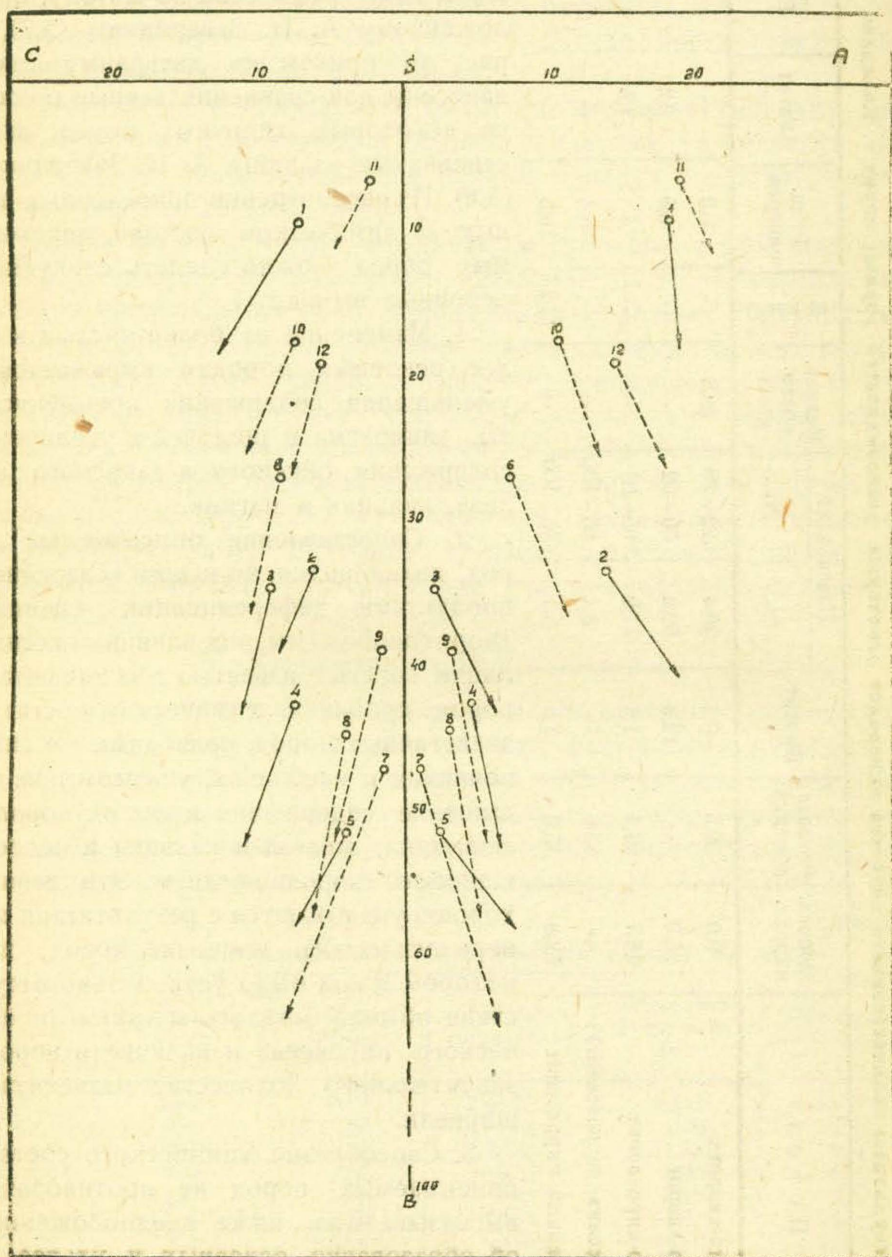


Рис. 6.

Диаграмма химического состава пород (по методу А. Н. Заварицкого). Породы горы Калааш: 1. Сиенито-диорит, 2. Габбро-диорит, 3. Габбро-пироксенит, 4. Пироксенит, 5. Оливиновый пироксенит. Типичные породы по данным А. Н. Заварицкого (8): 6. Габбро, 7. Пироксенит, 8. Пикрит, 9. Верлит, 10. Диорит, 11. Монцонит, 12. Известково-щелочные сиениты.

IV. Условия образования пород

Из приведенного описания геологического строения района, взаимоотношения интрузивных пород и их минералогического состава можно сделать следующие выводы об условиях их образования.

1. Интрузивные породы описываемого участка Конгуро-Алангезского плутона слагают, повидимому, его апикальную часть, т. к. во многих участках, вероятно, в местах прогиба кровли, сохранились значительные глыбы вмещающих интрузию вулканогенно-осадочных пород, а также ряд более мелких ксенолитов. На основании наличия сохранившихся глыб кровли, на значительном расстоянии от контакта интрузива с вулканогенно-осадочными породами, можно предполагать, что контакт между кровлей и интрузивом в описываемом участке был пологим.

2. Краевая часть интрузива представлена лейкократовыми мелкозернистыми, иногда гнейсовидными сиенитами и сиенит-аплитами, которые отчетливо развиваются вблизи контакта сиенито-диоритов и диоритов с глыбами вмещающих пород. Граница между этими двумя типами пород обычно резкая.

3. Наибольший интерес представляет вопрос о взаимоотношении сиенито-диоритов и диоритов и основных и ультраосновных пород. Как видно из приводимого выше описания, картина взаимоотношения этих пород довольно сложная, и в одних случаях основные породы образуют отчетливые шпирь среди лейкократовых, в других образуют в них интрузивные залежи и жилы, а в третьих отчетливо рвутся дайками более лейкократовых сиенито-диоритов и диоритов. На основании подобного характера взаимоотношения этих пород следует предполагать, что они одновременны по возрасту и являются продуктами дифференциации единой магмы, состав которой был близок к составу сиенито-диоритов, слагающих большую часть интрузивного тела в описываемом районе. Описываемая сложная и часто противоречивая картина взаимоотношения различных пород, слагающих интрузив, обусловлена лишь местными причинами, в связи с которыми в одних случаях при условиях совершенно спокойного застывания магмы образовались типичные шпирь меланократовых пород среди лейкократовых или лейкократовых среди первых, а в других происходили местные перемещения вязкой магмы, в результате которых мы в настоящее время наблюдаем резкие интрузивные контакты между основными и лейкократовыми породами или жилы и жилообразные скопления одних пород в других. Причину подобного рода перемещений скорее всего следует искать во внешних тектонических воздействиях, но вполне возможно, что они могли быть обусловлены и внутренними напряжениями в застывающем магматическом очаге, так как в процессе застывания и дифференциации магмы вероятно возникали вихревые движения, под воздействием которых могли образоваться трещины в только что затвердевших апикальных частях интрузива.

Химический и минералогический состав интрузивных пород, начиная от сиенито-диоритов и кончая пироксенитами и оливиновыми породами, также говорит в пользу предположения о том, что все эти породы являются продуктами дифференциации единой магмы. В составе всех описываемых пород принимают в большинстве случаев участие одни и те же минералы, только в резко различном количественном соотношении. Характер пироксена во всех породах более или менее одинаков; в сиенито-диоритах был встречен оливин, характерный только для наиболее основных пород. В габбро-диоритах и плагиоклазитах были встречены магнетит и шпинель, которые особенно характерны для ультра-основных пород. При просмотре ряда шлифов можно проследить ряд промежуточных пород от сиенито-диоритов к диоритам и далее к габбро-диоритам, габбро, габбро-пироксенитам и оливиновым ультра-основным породам.

Характер апомагматических изменений, выражающихся в развитии роговой обманки и биотита, преимущественно по моноклинному пироксену и в частом развитии наряду с другими вторичными минералами изотропного, точнее не определяемого цеолита по плагиоклазу, также одинаков во всех описанных породах интрузива.

Повышенное количество апатита наблюдается также в ряде пород ультра-основных и основных шлиров, начиная с габбро-диоритов и кончая пироксенитами и ультра-основными породами. В ряде шлифов отмечено, что повышенное количество апатита наблюдается в тех образцах, где обильно развиты магнетит и тесно с ним ассоциирующаяся шпинель. Взаимоотношение магнетита и силикатных минералов породы показывает, что, повидимому, лишь часть магнетита выделилась в начальные моменты кристаллизации, а главная масса этого минерала затвердела уже после выделения силикатов. В пользу этого предположения говорит наличие магнетитовых жилок, секущих основные породы, а также сидеронитовая структура пород, обогащенных магнетитом. Подобный характер образования магнетита позволяет сопоставлять скопления магнетита в районе г. Каладаш с известными магматическими (?) месторождениями титано-магнетита в Швеции.

4. Интересно отметить, что по мере удаления от района г. Каладаш, т. е. к более глубоким частям интрузии, мы переходим к сравнительно однообразным сиенито-диоритам, диоритам и сиенитам, среди которых лишь изредка наблюдаются скопления более меланократовых пород типа габбро-диоритов, габбро-сиенитов и габбро. На основании этого можно сделать предположение, что образование основных и ультра-основных шлиров имело место лишь в краевой приконтактной части интрузии, причем происходило лишь в тех участках, где контакт между интрузией и кровлей был пологий, т. к. в ряде других участков интрузива, где контакт между вмещающими породами вероятно был более крутым, мы не наблюдаем массового скопления шлиров основных пород.

На основании всех приведенных данных следует скорее всего предполагать, что дифференциация магмы сиенито-диоритового состава с образованием основных и ультра-основных пород, генетически связана с ассимиляцией боковых пород кровли, погружившихся, в особенно большом количестве, в том участке интрузива, где контакт между кровлей и интрузивом был пологим, так как в этих верхних участках интрузивного тела погружалось наибольшее количество обломков кровли.

Обрушившиеся части кровли, представленной вулканогенными породами типа порфиритов и известняками, погрузились в магму, были растворены в верхней части магматического очага, обогатили ее основаниями и способствовали дифференциации магмы и образованию описываемых пород.

5. Образование основных и ультра-основных пород среди сиенито-диоритов в районе Каладаш представляет большой теоретический интерес. На основании кратковременной экскурсии автора было дано лишь предварительное и очень схематическое описание этих пород, которые безусловно заслуживают более детального изучения. В дальнейшем, при систематическом изучении Конгуро-Алангезского плутона, описываемый район должен быть изучен более детально, т. к. образование сиенито-диоритов и связанных с ними основных и ультра-основных пород представляет собой одну из очень интересных страниц в истории формирования этого замечательного интрузива в Южной Армении, с которыми связан ряд крупных медных и медно-молибденовых месторождений.

Институт геологических наук
Академии Наук Арм. ССР

ЛИТЕРАТУРА

1. Арапов Ю. А.—Скарны Армении. 1941 г. Рукопись. Фонд ГИН'а АрмФАН'а.
2. Арапов Ю. А. и Зорабян В. С.—О нефелиновых и щелочных сиенитах восточной части Мегринского района. 1941 г. Известия Армфана № 8 (22) 1942 г.
3. Грушевой В. Г.—Интрузивные породы юго-восточной части Армянской ССР и восточной части Нахичеванской АССР. Сборник „Интрузивы Закавказья“. 1941 г.
4. Грушевой В. Г., Соколов В. и Кржечковский А.—Геолого-петрографический очерк и рудные месторождения южного-Зангезура. 1932 г. Рукопись. Фонд ЦНИГРИ.
5. Заварицкий А. Н.—Об изучении химизма горных пород с помощью диаграмм, „Сборник АН Академику Вернадскому“. 1936 г.
6. Заварицкий А. Н.—Пересчет химических анализов горных пород. ОНТИ. 1933 г.
7. Заварицкий А. Н.—Описательная петрография (изверженные породы). 1929 г.
8. Мкртчян С. С.—К геологии южного Зангезура. 1939 г. Рукопись. Фонд Арм. Г. У.
9. Мовсисян С. А.—Интрузивы центральной части Конгуро-Алангезского хребта и связанные с ними полезные ископаемые 1940 г. Рукопись. Фонд ГИН'а АрмФАН'а.
10. Паффенгольц К. Н.—Геологический очерк Нахичеванской АССР. 1940 г.

Յու. Ա. Արապով

ԿԱԼԱԴԱՇ ԼԵՌԱՆ ՇՐՋԱՆԻ ՍԻԵՆՏՏՈՂԻՈՐԻՏՆԵՐԻ ՊԵՏՐՈԳՐԱՖԻԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Հոգւածուած նկարագրւում են Կոնգուր-Ալանգյոզի ինտրուզիվի արեւմելյան մասի, Հայկական ՍՍՌ-ի Մեղրու ռայոնի, Կալադաշ լեռան շրջանում տարածւած սիենիտո-դիորիտներն ու հիմքային ապաւոները:

Կոնգուր-Ալանգյոզի պլուտոնը, որը Հայկական ՍՍՌ-ի սահմաններում կազմում է ավելի քան 1000 քառ. կիլոմետր տարածութիւն և շարունակւում է դեպի հարավ—Իրանի սահմանները, իրենից ներկայացնում է մի քարդ ինտրուզիվ, որի կազմութեան մեջ մասնակցում են գրանիտները, գրանոդիորիտները, մոնցոնիտները, սիենիտո-դիորիտները, սիենիտները, ալկալային և նեֆելինային սիենիտները, գաբրոները, պիրոքսենիտները և այլ ինտրուզիվ ապաւոներ: Այդ ապաւոները բաւականին քարդ հասակային փոխհարաբերութեան մեջ են գտնւում, բայց ըստ երևույթին հանդիսանում են միևնույն ժազմատիկական օջախում կատարւած դիֆերենցիացիայի պրոդուկտներ:

Նկարագրւող շրջանը հիմնականում կազմւած է ինտրուզիվ ապաւոներից, որոնց մեջ խիստ գերակշռում են սիենիտո-դիորիտներն ու դիորիտները, համեմատաբար փոքր քանակով տարածւած են գաբրո-դիորիտները, գաբրոները, գաբրո-պիրոքսենիտները, պիրոքսենիտները, մագնետիտային օլիվինիտները և պլագիոկլազիտները:

Հետազոտւող շրջանի ինտրուզիվն իրեն մեջ պարունակում է միայն առաստաղի մնացորդներ (останцы кровли) և բազմաթիվ քսենոլիտներ, որոնք շրջապատւած են ինտրուզիվ ապաւոներով և ներկայացւում են վուլկանոքին (հրային) ապաւոներով (պորֆիրիտներով) ու կրաքարերով: Վերջիններս վերափոխւած են զանազան եղջերաքարերի և սկաւոների:

Ապաւոների փոխհարաբերութեան հետազոտումը դաշտում և նրանց մանրամասն միկրոսկոպիկ ուսումնասիրութեանը հեղինակին բերում են այն եզրակացութեան, որ այդ շրջանի հիմքային ապաւոները հանդիսանում են սիենիտոդիորիտային մագմայի դիֆերենցիացիայի պրոդուկտներ, իսկ այդ դիֆերենցիացիան պայմանաւորւած է առաստաղի ապաւոների ասիմիլացիայով:

Հեղինակի այդ ենթադրութեանները հիմնւում են հետևյալ դիտողութեանների վրա:

1. Հիմքային և ուլտրահիմքային ապաւոները գերազանցապես կազմում են շլիքներ սիենիտո-դիորիտների և դիորիտների մեջ և հաճախ նրանց հետ տալիս են աստիճանական անցումներ: Դրա հետ միասին այստեղ գտնւող հիմքային ապաւոների դայկանների առկայութեանը սիենիտո-դիորիտների մեջ և լեյկոկրատ ապաւոների դայկաններին՝ հիմքայինների մեջ բացատրւում է դեռևս չստացած մագմայի արտաքին տեքտոնական ֆակտորների, կամ հենց իր ինտրուզիվ մասսիվի ներքին լարւածութեան ազդեցութեան տակ կատարւած, տեղական տեղաշարժով:

2. Հիմքային և ուլտրահիմքային ապառները գրեթե բացառապես կազմված են ինտրուզիվի առաստաղի վերին մասի հետ, որի բաղաժաթիվ տեղերում դեռ պահպանվել են առաստաղի ֆնացորդները և բաղաժաթիվ քան- նուլիտներ, այն ժամանակ, երբ ինտրուզիվի ավելի խորը լվացված մասերը կազմված են սինիտո-դիորիտներից ու դիորիտներից և գրեթե հիմքային ապառներ չեն պարունակում:

3. Լեյկոկրատ և հիմքային ապառների միներալոգիական կազմի զու- գադրումը ցույց է տալիս, որ նրանք կազմված են տարբեր քանակական հարաբերությամբ մեջ գտնվող միևնույն միներալներից, ըստ որում առան- ձին ապառների միջև գոյություն ունի աստիճանական անցում:

Առանձին մասեր, որոնք կազմված են հիմքային և ուլտրահիմքային ապառներից, հարստացված են մագնետիտով, վերջինս տարածված է կամ պարունակող ապառները հատող բարակ երակների ձևով և կամ կազմում է ապառի նշանակալից մասը, լցնելով սիլիկատային միներալների միջանկյալ տարածությունները (սիդերոնիտային ստրուկտուրա): Այդ հիման վրա կարելի է Կալադաշի մագնետիտային հանքաքարը համարել որպես մագմա- տիկական առաջացում: Մագնետիտի քիմիական անալիզը ցույց է տվել, որ նա պարունակում է 10 տոկոս շպինելի մոլեկուլ և հետևապես ներկա- յացնում է մագնեզիո-ֆերրիտին:

Կալադաշ լեռան շրջանի սինիտո-դիորիտների և հիմքային ապառ- ների պետրոգրաֆիայի առանձնահատկությունների նկարագրումը հողվա- ծում, իրենից խոշոր պետրոլոգիական հետաքրքրություն է ներկայացնում, այդ պատճառով Կոնգուր-Ալանգյոզի պլուտոնի հետագա սիստեմատիկ ուսումնասիրության ժամանակ վերոհիշյալ խնդիրներն արժանի են մանրա- մասն հետազոտության:

4. Կալադաշ լեռան մի քանի ապառների քիմիական անալիզների ար- դյունքների զուգադրումը, նրանց մեջ նկատվող կալցիումի, կավահողի և երկաթի բարձր պարունակությունը տիպիկ ապառների հետ համեմա- տած, մագնեզիումի անբավարար քանակության պայմաններում, հաստա- տում են նրանց առաստաղի ապառների ասիմիլացիայի պրոցեսների հե- տևանքով առաջանալու ենթադրությունը:

L.-A. Arapov

On petrography of syenite-diorites of Kaladash mountain (Armenia)

S u m m a r y

The paper deals with the description of syenite-diorites and basic rocks, developed in the eastern portion of Konghur-Alanghez intrusive in the region of Kaladash mountain, which is situated in the Megri district of the Armenian SSR.

The region described is composed chiefly of intrusive rocks, among which predominate syenite-diorites and diorites, and in a subordinate quantity there are present gabbro-diorites, gabbros, gabbro-pyroxenites, pyroxenites, magnetites, olivenites and plagioclases.

The rocks of the intrusive, within the investigated region are represented only by the remains of the roof and numerous xenoliths, surrounded by intrusive rocks, and are composed of volcanic rocks (porphyrites) and limestones, which usually turn into various hornstones and scarns.

The study of the interrelations of the rocks in the field, as well as their detailed microscopic examination bring the author to the conclusion that the basic rocks are found to be the products of the differentiation of the syenite-diorite magma, conditioned by the assimilation of the roof rocks. This assumption of the author is based on the following observations:

1. The basic and ultrabasic rocks compose chiefly schliers among syenite-diorites and diorites, and not infrequently they present gradual transitions with the latter. Side by side with the schliers, there occur the dykes of the basic rocks and those of the leucocratic ones, which are to be accounted for by the transitions of not yet solidified magma under the influence of external tectonic factors, or else owing to the internal tensions in the intrusive massif itself.

2. The basic and ultrabasic rocks are found to occur almost exclusively in the apical sloping part of the roof of the intrusive in which, in many portions, there are still conserved the remains of the roof and numerous xenoliths, while the deeper eroded parts of the intrusive are composed of syenite-diorites and diorites, containing but a few basic rocks.

3. The comparison of the mineralogical composition of the leucocratic and basic rocks shows that they are composed of the same minerals in different quantitative proportions, there occurring gradual transitions between separate rock types.

4. The comparison of the results of the chemical analyses of certain rocks of Kaladash mountain, as compared with the typical ones, has shown in them increased contents of calcium, alumina and iron and deficiency of magnesium. This fact confirms the assumption that they have been formed in connection with the processes of the assimilation of the roof rocks.

Separate portions composed of ultrabasic and basic rocks are considerably enriched in magnetite. The latter develops either in the form of these veinlets cutting the rocks, or compose the greater part of the latter, filling in the interstices between silicate minerals (siderolite texture). On the basis of the character of the deposition, the magnetite ores of Kaladash mountain should be considered as magmatic formations. The chemical analysis of the magnetite has demonstrated that it contains about 10% molecule of spinel, and consequently it belongs to magnetite ferrite.