

УДК: 553.535 : 552.11 (479.25)

А. Т. АСЛАНЯН, К. Г. ШИРИНЯН, С. Г. КАРАПЕТЯН

## ПЕТРОГРАФИЯ, ХИМИЗМ И ОСОБЕННОСТИ ПИРО- МЕТАМОРФИЗМА ГРАНИТОИДНОГО ВКЛЮЧЕНИЯ В ПЕРЛИТАХ ДЖРАБЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В статье излагаются петрографические, минералогические и химические особенности включения гранитоидной породы, вынесенной на поверхность липаритовой магмой в районе Джраберского месторождения перлитов. Детальное изучение включения позволяет считать его аналогом тоналитовых интрузий доверхнеконьякского возраста, широко развитых в зоне сочленения Севано-Ширакского синклиория и Цахкуняцкого горст-антиклинория. Рассматриваются последствия температурного воздействия липаритовой магмы на включение и на основании особенностей термометаморфизма минералов и использования имеющихся результатов экспериментальных исследований по выплавлению и кристаллизации гранитоидных расплавов в различных Р-Т условиях, а также известных данных по изучению газовой-жидких расплавных включений, восстанавливается приблизительная картина той термодинамической обстановки, в которой протекали контактовые изменения гранитоидной породы под влиянием липаритовой магмы.

Включения в вулканических породах несут определенную информацию о составе глубинного вещества земной коры и верхней мантии и, в частности, позволяют судить об особенностях метаморфизма глубинных пород под влиянием транспортировавших их магм и получить представление о физико-химическом состоянии магматических расплавов на путях их подъема к дневной поверхности.

В этой связи каждая находка включений глубинных пород, вынесенных на поверхность при вулканических извержениях, заслуживает тщательного изучения.

Недавно А. Т. Асланяном в пределах развития известного плейстоценового комплекса липаритовых пород (липариты, перлиты, обсидианы), в районе с. Джрабер, по дороге Ереван-Севан, была обнаружена глыба крупнозернистой гранитоидной породы с припаянным к ней слоем светло-серого перлита.

Глыба эта была обнаружена в осыпи (в глыбовом делювии), состоящей исключительно из обсидианов и перлитов, прослеживаемых вдоль карниза коренных черных обсидианов, эффектно выступающих в верхней части правого склона ущелья Ашридзор, ниже селения Джрабер, у новой автострады Ереван-Севан, в 4,5 км к З-ЮЗ от вершины четвертичного вулкана Гутансар.

Включения гранитоидных пород в дальнейшем были обнаружены также в перлитах и обсидианах юго-западного подножья вулканов Гутансар, Атис, севернее с. Нурнус и в других участках района.

### *Краткая геологическая характеристика района находки включения*

В районе, где было обнаружено включение, да и во всей левобережной полосе р. Раздан, коренные выходы гранитоидных интрузий не известны.

По данным геологических съемок, здесь под плио-плейстоценовыми вулканогенно-осадочными образованиями, пользующимися в районе широким распространением, залегают сильно размытый эрозивно-расчлененный комплекс песчано-глинистых отложений сармата и более древние—среднемиоценовые соленосные отложения. Складчатый комплекс сарматского яруса полого перекрывается светло- и темно-серыми андезито-базальтовыми лавами и их ошлакованными разностями, обнажающимися в ущелье р. Раздан (в районе с. Нурнус), в долине р. Кетран и на северных и южных склонах Капутанского отрога г. Атис. Указанные породы вместе с сарматскими отложениями в ряде мест прорваны штоками и дайками андезито-базальтов-андезитов: у сел. Нурнус сармат пересекается дайкообразным телом черного андезито-базальтового агломерата (К/Аг возраст 6 млн. лет) и штоком роговообманковых андезитов с ксенолитами апатит-магнетитовой руды и меланократовых пород, аналогичных ксенолитам, описанным А. С. Остроумовой [12] из андезитовой дайки р-на с. Капутан (К/Аг возраст дайки 5—6 млн. лет).

В районе с. с. Гюмуш и Авазан сарматские отложения прорываются одноименными куполами липарито-дацитового состава, имеющими возраст 4,5—5 млн. лет. [8].

За этими образованиями следуют долеритовые базальты верхнего плиоцена, абсолютный возраст которых 3,5 млн. лет [1]. Последние у с. Нурнус подстилают и фациально замещают свиту диатомитов, в которых П. П. Гамбаряном был найден зуб плиоценового гиппариона [7].

В среднем течении бассейна р. Раздан долеритовые базальты кверху сменяются черными пористыми андезито-базальтами, в которые у кур. Арзни и у сел. Нор Гехи врезана галечная терраса (+110 м), сопоставляемая с советашенской террасой апшеронского возраста.

На размытой поверхности диатомитов, с перерывом, располагается нурнусский поток андезито-базальтов (абсолютный возраст 1,7—1,8 млн. лет), который к востоку от сел. Нурнус уходит под липаритовый комплекс вулкана Гутансар. Далее, в каньоне р. Раздан, вблизи сел. Нурнус, у Гюмушской ГЭС и сел. Арзни, под разрезом четвертичных образований на глубине 65—70 м ниже русла реки залегают галечники, над которыми расположены андезито-базальты с ксеногенным кварцем, с прубой столбчатой, а в верхней части шагреновой поверхностью. Он относится к нижнему плейстоцену (Бжнийский поток, по А. Т. Аслаяну).

Вблизи Гюмушской ГЭС на этих андезито-базальтах залегают галечники, за которыми выше следуют диатомиты, а за диатомитами вновь галечники (конгломераты). Выше, на размытой поверхности конгломератов и диатомитов располагаются породы липаритовой формации (обсидианы, перлиты, липариты, литоидные пемзы), возраст которых, определенный трековым методом, составляет 310 тыс. лет. Описываемое включение гранитоидной глыбы вынесено указанными вулканиками (перлитами). Центры извержения пород липаритовой формации представлены двумя крупными (Атис, Гутансар) и двумя небольшими (Алапарс, Фонтан) конусовидными и куполовидными вулканическими

сооружениями, а также трещинными экструзивными образованиями района с. Джрабер.

Формация вулканитов, связанная с указанными центрами, отличается от аналогичных вулканитов среднеплиоценового возраста районов с. с. Гюмуш и Авазан большим объемом продуктов извержения (преимущественно перлитов и обсидианов), их хорошей сохранностью и рядом петрографических и петрохимических особенностей [8].

По своему строению Гутансар и Атис являются уникальными вулканическими сооружениями, названными нами *совмещенными вулканами*.

Гутансар морфологически представляет собой правильный конус с диаметром основания около 3 км и высотой 400 м. На вершине имеется воронкообразный кратер с диаметром по гребню около 600 м и глубиной 50—65 м. Несмотря на кажущуюся простоту морфологической формы, Гутансар является сложным, двухъярусным сооружением. Нижний ярус вулкана сложен перлит-пемзовыми пирокластами и излияниями липарит-обсидианов, сменяющихся кверху липарито-дацитовыми эвтакситовыми лавами. Верхний ярус вулкана образовался после определенного перерыва, вследствие эксплозивно-эффузивной активности андезито-базальт-андезитовой магмы. Эксплозивная активность вулкана отмечена вершинным кратером и небольшими шлаковыми конусами на южном склоне.

Указанная последовательность вулканических событий повторяется и на вулкане Атис, пьедесталом для которого до высоты 2000 м служат нижне-среднеплиоценовые вулканогенно-обломочные породы андезито-базальт-андезитового состава, прорванные многочисленными дайками. Наиболее крупной из них является так называемая Капутанская дайка. На размытой поверхности указанных образований залегают породы липаритовой формации, представленные снизу вверх перлитовой пирокластикой, липаритовыми потоками, перлит-обсидиановыми агломератами, липарито-дацит—дацитами. Впоследствии, как и на Гутансаре, кислые вулканиты прорываются андезит—андезито-базальтовыми лавами, центры которых отмечены сильно размытыми шлаковыми конусами (Тек, Текблур, Харамблур).

Особенности строения вулканов Гутансар и Атис возможно являются следствием уникального пространственного совмещения двух разновозрастных и разноглубинных очагов. Причем, если липаритовая магма образовалась в результате выплавления гранито-метаморфического фундамента земной коры, то андезито-базальт-андезитовая—вследствии дифференциационно-ассимиляционных преобразований первичных подкоровых расплавов базальтового состава [2].

#### *Особенности петрографии, состава и контактовых изменений включения*

Вынесенный липаритовой магмой на поверхность обломок интрузивной породы представляет угловатый по форме массивный ксенолит,

размером 15 см в поперечнике, к которому на площади 50 см<sup>2</sup> крепко припаяна корочка слегка вспученного светло-серого перлита.

Гранитоидная порода имеет порфиоровую структуру; на светло-серой полнокристаллической массе, сложенной из полевого шпата и кварца, отчетливо выделяются довольно крупные (до 5 мм) идиоморфные кристаллы темно-бурого биотита и несколько уступающего ему по размерам амфибола.

Под микроскопом количественный минеральный состав породы представлен (в %): плагиоклазом—56,2, биотитом—16,2, амфиболом—8,5, кварцем—15,1, рудными и акцессорными минералами ~ 4,0.

Приведенное соотношение минералов, согласно принятой Международной классификации, показывает, что включение интрузивной породы имеет состав кварцевого диорита-тоналита.

Такой вывод подтверждается также химическим анализом породы (I) и числовыми характеристиками по А. Н. Заварицкому (II):

$SiO_2$ —63.62,  $TiO_2$ —0.59,  $Al_2O_3$ —17.89,  $Fe_2O_3$ —3.16,  
(I)  $FeO$ —1.14,  $MnO$ —0.05,  $CaO$ —5.50,  $MgO$ —2.30,  $Na_2O$ —3.70,  
 $K_2O$ —1.30,  $P_2O_5$ —0.23,  $H_2O$ —0.72, ппп—0.43, Сумма—100,33.

$a = 10.3$ ,  $c = 7.0$ ,  $b = 8.2$ ,  $s = 74.5$ ,  $f' = 46.6$ ,  $m' = 48.3$ ,  
(II)  $a = 5.1$ ,  $n = 81.0$ ,  $\varphi = 32.0$ ,  $Q = 21.4$ ,  $a/c = 1.47$ .

Плагиоклаз—преобладающий минерал в породе, представлен полисинтетическими двойниками по альбитовому и периклиновому законам. Наибольшие по длине кристаллы достигают 2 мм; состав отвечает андезину (№ 32).

Биотит в породе образует крупные кристаллы в виде табличек; цвет—буро-красный. В удлиненных разрезах, где видна спайность, минерал плеохроирует от буро-красных до желтовато-зеленых тонов.

Роговая обманка представлена идиоморфными короткопризматическими зернами размером 0,2—0,5 мм в длину. Отдельные длиннопризматические кристаллы достигают величины 1,3 мм, имеют неровные края, плеохроируют от темно-бурых до желтовато-зеленых тонов. По оптическим константам отвечают обыкновенной роговой обманке. Как биотит, так и роговая обманка опацизированы.

Кварц—третий по значимости минерал в породе, представлен в виде неправильных ксеноморфных зерен размерами до 1,5 мм, заполняющих интерстиция ранее выделившихся минералов. Рентгенографические данные указывают на его принадлежность к низкотемпературному—альфа-кварцу.

Акцессорные минералы представлены, в основном, рудным минералом, цирконом, сфеном и апатитом.

#### Состав и структурно-текстурные особенности перлита

Как видно из нижеприведенного химического анализа, магма, транспортировавшая обломок кварцевого диорита, имеет состав липари-

та. Согласно систематике А. А. Маракушева [11], основанной на кремнекислотности и щелочности пород, анализированный образец перлита по своему составу является переходным от нормальных липаритов к трахилипаритам:  $SiO_2$ —71.42,  $TiO_2$ —0.33,  $Al_2O_3$ —12.59,  $Fe_2O_3$ —1.00,  $FeO$ —0.52,  $MnO$ —0.07,  $MgO$ —0.60,  $CaO$ —1.40,  $Na_2O$ —3.50,  $K_2O$ —4.50,  $H_2O$ —0.29,  $P_2O_5$ —0.04,  $S$ —0.07,  $Cl$ —0.28, *п.п.п.*—3.26, сумма—99.87. Под микроскопом структура перлита гиалиновая с переходом к микрофельзитовой. Текстура стекла ажурно-волоконистая с многочисленными завихрениями, в особенности вблизи зоны контакта с кварцевым диоритом. Отдельные участки стекла имеют типичную микроперлитовую отдельность. В скрещенных николях местами отмечаются мельчайшие сферолиты, образовавшиеся вследствие девитрификации стекла. Окраска стекла от почти бесцветного до светло-желтого. В зоне контакта стекло приобретает желтую окраску. Здесь же меняются структурные и текстурные особенности стекла: структура становится гиалиновой и признаки микрофельзитового строения не наблюдаются; исчезают также ажурно-волоконистая и перлитовая текстуры и связанная с последней сферолитовая кристаллизация. В стекле появляются скопления железистых минералов, вследствие чего отдельные ее участки приобретают темно-желтую или бурую окраску. Все структурные новообразования стекла располагаются параллельно или субпараллельно граням кристаллов (рис. 1).

По микротрещинам породы, по границам минералов и, прежде всего, по границам кварца и полевого шпата, наблюдается проникновение липаритового стекла в интрузивную породу. Проникая в микротрещины кристаллов и разделяющие их поверхности, стекло гранулируется, как бы распадается на мелкие зерна, имеющие округлые, продолговатые, каплевидные, овальные формы (рис. 1).

#### *Особенности пирометаморфизма включения*

Детальное изучение включения кварцевого диорита (тоналита) под микроскопом позволило выявить целый ряд признаков явления пирометаморфизма.

Первое, что обращает на себя внимание, это резкое увеличение трещиноватости минералов и, прежде всего, кварца и плагиоклаза, причем не только в зоне непосредственного контакта с расплавом, но и в породе в целом.

Все трещинки заполнены стеклом; последнее, как бы заново «оклеивая» растрескавшиеся кристаллы, придает им мозаичный облик. С проникновением расплава в трещинки минералов связано явление микросмещения отдельных столбиков кристаллов, как бы «протаскивание» их расплавом.

Отдельные участки кристаллов имеют волнистое угасание, что является следствием определенных механических деформаций. Проникновение расплава в трещинки и вызванные этим явлением механические

деформации свидетельствуют о большом давлении магматического расплава, по крайней мере в зоне контакта с интрузивной породой.

Границы стекла с кварцем и плагиоклазом резкие, большей частью извилистые. Иногда стекло, глубоко проникая в зерна кварца и плагиоклаза, образует в них небольшие заливы. Детальные минералогические исследования показывают, что проникновение расплава происходило, как правило, вдоль механически наиболее нарушенных частей — ослабленных участков породы, к которым относятся стыки минералов и отдельности внутри них (в плагиоклазах плоскости второго и третьего пинакоидов). В контакте со стеклом углы кристаллов плагиоклаза и кварца обычно сглажены. Часто кварц и плагиоклаз теряют характерные кристаллографические очертания и становятся ксеноморфными.

Там, где нет непосредственного контакта липаритового расплава с минералами, плавление кристаллов не наблюдается. Исключение составляют кристаллы кварца, которые оплавлены повсеместно. Такое обстоятельство, видимо, связано с общим прогревом интрузивного обломка под влиянием контактировавшего с ним магматического расплава и, естественно, со сравнительно низкой температурой плавления кварца, и если в границах контакта кварца с другими минералами в обязательном порядке наблюдается вторичное стекло, то, несомненно, таковое образуется за счет плавления кварца.

С общим прогревом интрузивной породы, видимо, связано и другое явление — замутнение кристаллов плагиоклаза. Замутнение характерно для всех кристаллов плагиоклаза и вызвано присутствием в них многочисленных мельчайших темных частиц. Это явление не имеет равномерного характера; оно особенно интенсивно проявлено по плоскостям спайности и вдоль микротрещин, причем отдельные участки кристаллов иногда остаются совершенно свежими. В кристаллах с двойниковой структурой замутнение наблюдается иногда только в той части двойника, которая находится в контакте с расплавом. И вообще замутнение кристаллов плагиоклаза наиболее интенсивно проявлено в приконтактовых с расплавом зонах плагиоклаза. Мак-Грегор [16] подобную замутненность объясняет выделением железорудных минералов, ранее входивших в твердый раствор с плагиоклазом, вызванным термальным метаморфизмом.

Отмеченные выше явления опацизации минералов в интрузивной породе имеют важное значение для определения геологического положения интрузивов и оценки глубины захвата включения излившейся на поверхность магмой.

Опацизация наиболее интенсивно проявлена в кристаллах роговой обманки, вследствие чего мелкие кристаллы этого минерала почти нацело превращены в *опацит*. Крупные кристаллы роговой обманки и биотита ( $> 1$  мм) распадаются на агрегаты плагиоклаза, ромбического пироксена и магнетита.

Изложенный выше материал позволяет нам прийти к определенным геологическим и петрологическим выводам.

Прежде всего следует отметить, что отчетливо проявленные во включении тоналитовой породы признаки термометаморфизма не оставляют

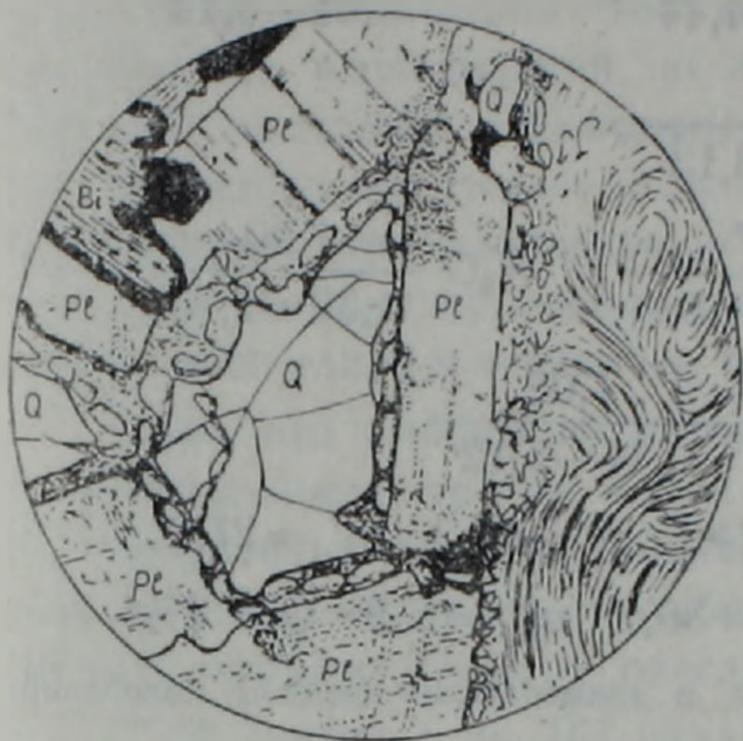


Рис. 1

Рис. 1. Микроструктура контактовой части перлитового стекла с кварцевым диоритом. Без анализатора.  $d=2,3$  м.

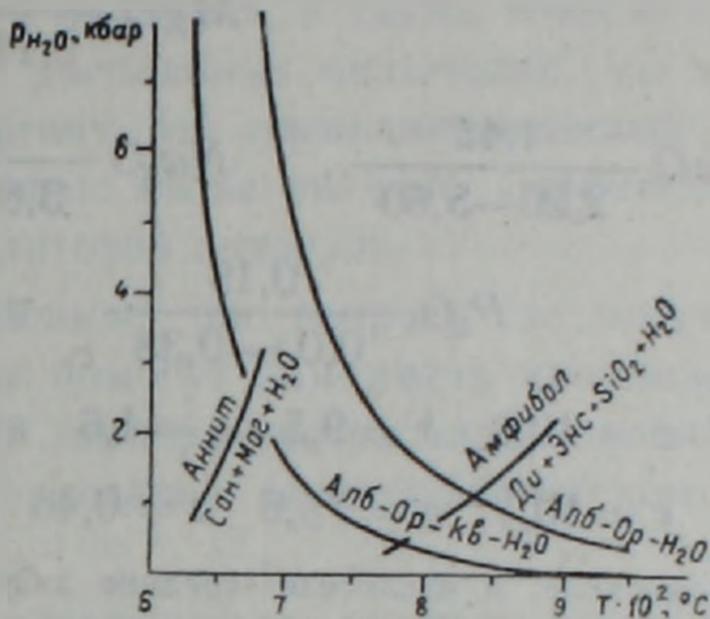


Рис. 2

Рис. 2.  $P_{H_2O}-T$ -диаграмма, иллюстрирующая взаимоотношения кривых плавления Алб-Ор-Кв- $H_2O$  и Алб-Ор- $H_2O$  с кривыми устойчивости анхита и амфибола.

сомнения о ее глубинном происхождении, иначе говоря, о выносе ее из таких глубин земной коры, где липаритовая магма длительное время находилась в контакте с интрузивной породой. Предположение о том, что обломок интрузива мог быть захвачен липаритовой магмой на земной поверхности отпадает, т. к. в условиях быстрого остывания липаритовой магмы, о чем свидетельствует ее гнабиновая структура, говорить о термометаморфизме не приходится.

Отмеченные нами особенности химизма и минерального состава включения дают основание считать его представителем пород тоналитовой формации, достаточно распространенной в зоне сочленения Севано-Ширакского синклинория и Цахкуняцкого горст-антиклинория, в 20—30 км к северу от месторождения перлитов.

Указанный формационный комплекс детально изучен Р. Л. Мелконяном, Б. М. Меликсетяном, Р. А. Хоренян, З. О. Чибухчяном [10].

Согласно данным указанных исследователей, эта формация представлена тоналитами и кварцевыми диоритами с тенденциями перехода в сторону гранодиоритов (для жильных дериватов кислого состава).

Химические особенности пород тоналитовой формации подробно изучены З. О. Чибухчяном.

Ниже приводятся данные о среднем составе пород тоналитовой формации (I) и числовые характеристики А. Н. Заварицкого по ним (II), полученные по 7 анализам пород Анкаванской, Такарлинской и Мирак-

ской интрузивных массивов, любезно предоставленные З. О. Чибухчаном.

$$\begin{aligned}
 & \text{(I)} \quad \text{SiO}_2 \frac{64,89}{63,27-66,58}, \quad \text{TiO}_2 \frac{0,52}{0,43-0,57}, \quad \text{Al}_2\text{O}_3 \frac{15,06}{13,45-16,30}, \\
 & \quad \text{Fe}_2\text{O}_3 \frac{4,01}{2,93-6,93}, \quad \text{FeO} \frac{2,54}{1,60-4,44}, \quad \text{MnO} \frac{0,11}{0,04-0,19}, \\
 & \quad \quad \quad \text{MgO} \frac{1,54}{0,18-3,13}, \\
 & \quad \text{CaO} \frac{4,42}{2,20-5,60}, \quad \text{Na}_2\text{O} \frac{3,87}{3,80-4,50}, \quad \text{K}_2\text{O} \frac{1,90}{1,30-2,75}, \\
 & \quad \quad \quad \text{P}_2\text{O}_5 \frac{0,19}{0,00-0,38}, \quad \text{п.п.п.} \frac{1,02}{0,44-2,12}. \\
 & \text{(II)} \quad a = 10,2 \quad b = 9,5 \quad c = 4,6 \quad s = 74,7 \quad f' = 62,3 \quad m' = 27,6 \\
 & \quad \quad \quad c = 10,1 \quad n = 75,6 \quad t = 0,46 \quad \varphi = 36,2 \quad a/c = 2,2 \quad Q = 25,4.
 \end{aligned}$$

Примечание. в числителе—средние значения, в знаменателе—пределы колебаний.

Минеральный состав интрузии тоналитовой формации представлен плагиоклазом (№ 25--50), кварцем, биотитом, роговой обманкой; иногда в весьма малых количествах присутствуют ортоклаз или калий-натровый полевой шпат (промежуточный ортоклаз), из акцессорных минералов—магнетит, ильменит, апатит, циркон и др.

Интрузивные породы тоналитовой формации представляют собой штокообразные, пластообразные, дайкообразные тела, внедренные либо в ядра антиклинальных структур, либо в зону Анжаванского разлома [10].

По данным А. Т. Асланяна, возраст их доверхнеконьякский (они прорывают вулканогенную толщу нижнего сенона и имеют гальку в базальных конгломератах верхнего коньяка), что, помимо геологических данных, подтверждается и радиогеохронологическими определениями.

Приведенные сопоставления дают основание считать, что распространенность интрузивных пород тоналитовой формации не ограничивается границами Базумо-Памбакской области.

Факт выноса липаритовой магмой на земную поверхность достаточно крупного и метаморфизированного обломка тоналита дает основание полагать, что интрузии этого семейства протягиваются в левобережную зону р. Раздан, где они находятся под осадочной толщей неогена и более молодыми вулканогенно-обломочными образованиями. Мы полагаем, что в районе Джраберского месторождения коренные интрузивные породы залегают не глубоко, хотя бы потому, что к северо-западу от места их предполагаемого залегания, на расстоянии всего 20—30 км, аналогичные породы выходят на дневную поверхность. По всей вероятности, в интересующем нас районе интрузивное тело сначала сформировалось на большой глубине, но впоследствии, ввиду воздымания местности и эрозии пород кровли, оказалось в близповерхностных ус-

ловнях. В четвертичное время интрузивное тело, оказавшись по соседству с очагом палингенной липаритовой магмы, подверглось термометаморфизму. Под влиянием магмы образовавшиеся на большой глубине роговая обманка и биотит в новых, близповерхностных условиях низкого давления, подверглись плавлению и дегидратации.

Данными о температуре плавления минералов тоналитовой интрузии мы не располагаем. Тем не менее, используя результаты экспериментальных исследований по выплавлению и кристаллизации гранитоидных расплавов в различных Р-Т условиях, а также известные данные по изучению газово-жидких и расплавных включений, мы можем восстановить приблизительную картину той термодинамической обстановки, в которой протекали описанные выше явления термометаморфизма минералов в ксенолите тоналитовой интрузии.

Ясно, что выводы по интересующему нас вопросу не могут быть окончательными, тем не менее они помогут нам иметь приближенные к действительности представления о температуре расплава палингенной липаритовой магмы и о глубине залегания ее периферического (возможно промежуточного) очага.

Г. И. Вересу и др. [6] удалось синтезировать чисто железистую гидрослюду при температуре 580—590°C в течение нескольких часов в автоклаве под давлением 750 кг/см<sup>2</sup>. Верхний температурный предел стабильности синтезированной слюды (при давлении водяного пара около 1200 атм) оказался 765±25°.

Р. Джеймс и Д. Гамильтон [15] изучили систему Аб—Ор—Ан—Кв при давлении воды 1000 бар и выяснили, что при постоянном  $P_{H_2O} = 1$  кбар плавление происходит в интервале 730—780°.

На диаграмме [9]  $P_{H_2O} - T$  (рис. 2) показаны взаимоотношения кривых плавления Аб-Ор-Кв-Н<sub>2</sub>О и Аб-Ор-Н<sub>2</sub>О. Точки пересечения кривой Аб-Ор-Кв-Н<sub>2</sub>О с линией дегидратации амфибола соответствуют  $T=780^\circ$  и  $P_{H_2O} < 0,3$  кбар, а аннит устойчив выше температуры 675° и  $P_{H_2O} = 2,5$  кбар.

Согласно имеющимся данным [9] при  $P_{общ} > P_{H_2O}$ , что представляет наиболее часто встречаемый случай при палингенных явлениях, характерна тенденция смещения кривых дегидратации в область более низких температур в той мере, в какой  $P_{общ} > P_{H_2O}$  и, наоборот, чем ближе значения  $P_{общ}$  и  $P_{H_2O}$ , тем выше температура дегидратации слюд и амфиболов.

За последние годы получены интересные данные по магматогенным процессам путем прямых определений Р-Т параметров, основанных на изучении включения расплавов в минералах, что указывает на более высокие (на 100° и более) температуры минералообразования по сравнению с результатами, полученными по другим геотермометрам [5, 14].

Для нас большой интерес представляют данные по расплавным включениям в минералах из гранитных тел средних и близповерхностных уровней глубинности.

Л. Ш. Базаров и др. [3] изучили раскристаллизованные включения в кварце биотитовых гранитов из юго-западного Прибайкалья. Было установлено начало плавления кристаллических фаз при 650—700°C и полная гомогенизация первичных включений при 890—990°C.

Сходные результаты получены и другими исследователями [4], в том числе и для пород диоритового ряда [13].

Г. А. Казарян и Т. Ю. Базарова (неопубликованные данные) определили температурный интервал кристаллизации биотита в плиоценовом субвулканическом щелочном сиенит-порфире из Армянской ССР, равный 780—950°C.

Ограничиваясь приведенными примерами, укажем, что, по данным многочисленных исследований, начало плавления интересующих нас твердых минеральных фаз приходится на интервал 700—780°, интенсивное плавление — на интервал 760—820°C, а дальнейшее нагревание ведет к гомогенизации.

Термометаморфизм минералов в исследованном нами хадалите тоналитовой интрузии следует рассматривать как начальную стадию плавления минеральных фаз. Об этом свидетельствует то обстоятельство, что темноцветные минералы распадаются на агрегат магнетита, плагиоклаза и ромбического пироксена только по краевым зонам, плагиоклаз же сохраняет присущие ему кристаллографические формы и окружается лишь тонкой каймой оплавления. Даже такой низкотемпературный минерал, каким является альфа-кварц, который устойчив до температуры 573°C, хотя и оплавлен значительно сильнее других минералов, все же представлен уцелевшими реликтовыми участками кристаллов. Все это в совокупности с данными экспериментальных исследований и данными, полученными по расплавленным включениям, дает нам основание полагать, что явления термометаморфизма в ксенолите тоналитовой интрузии могли иметь место в температурном интервале 700—750°C. Надо полагать, что температура липаритовой магмы должна быть на 100—200° выше.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 13. V. 1983.

Ս. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ, Կ. Գ. ՇԻՐԻՆՅԱՆ, Ս. Հ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՋՐԱԲԵՐԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՊԵՐԼԻՏՆԵՐՈՒՄ ՀԱՅՏՆԱԲԵՐՎԱԾ ԳՐԱՆԻՏՈՒԴԱՅԻՆ  
ՆԵՐՓԱԿՄԱՆ ՊԵՏՐՈԳՐԱՖԻԱՆ, ՔԻՄԻԶՄԸ ԵՎ ՀՐԱՄԵՏԱՄՈՐՖԻԶՄԻ  
ՅՈՒՐԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

#### Ամփոփում

Հոդվածում շարադրված են Ջրաբերի պերլիտի հանքավայրի շրջանում լիպարիտային մագմայի կողմից երկրի մակերս դուրս բերված գրանիտոիդային ապարի պետրոգրաֆիական, միներալոգիական և քիմիական յուրահատկությունները: Ներփակման մանրակրկիտ ուսումնասիրությունը թույլ է տալիս այն համարել մինչ վերին կոնյակի հասակի տոնալիտային ինտրու-

զիվների նմանակը, որոնք լայն տարածում ունեն Սևան-Շիրակի սինկլինորիումի և Սաղկունյաց հորստ-անտիկլինորիումի համակցման շրջանում: Քրենարկվում են լիպարիտային մագմայի ջերմային ազդեցության հետևանքները ներփակման վրա և միներալների ջերմամետամորֆիզմի յուրահատկությունները տարբեր  $P-T$  պայմաններում: Գրանիտոիդային հալոցքների հալցման և բյուրեղացման ուղղությամբ տարված փորձարարական հետազոտությունների արդյունքների, ինչպես նաև գազա-հեղուկային հալոցքային ներփակումների հետազոտման հայտնի տվյալների հիման վրա վերականգնվում է այն թերմոդինամիկ իրադրության մոտավոր պատկերը, որում տեղի են ունեցել գրանիտոիդային ապարի կոնտակտային փոփոխությունները լիպարիտային մագմայի ազդեցության տակ:

A. T. ASLANIAN, C. G. SHIRINIAN, S. H. CARAPETIAN

## PETROGRAPHY, CHEMISM AND PYROMETAMORPHISM FEATURES OF A GRANITOID INCLUSION IN PERLITES OF DJERABER DEPOSIT

### Abstract

Petrographical, mineralogical and chemical features of a granitoid rock inclusion carried out by rhyolitic magma to the surface in the Djeraber deposit region are stated in this paper. The detailed investigation of the inclusion allows us to consider it as an analogue of pre-Upper Cognac tonalitic intrusives which are wide-spread in the joint zone of Sevan-Shirak synclinorium and Tzaghkuniats horst-anticlinorium. The cosequences of rhyolitic magma thermal effects on the inclusion are considered and the appioximate thermodynamical conditions of granitoid rock inclusion contact alterations are re-established based on the minerals thermometamorphism features, on the experimental data of granitoid melts smelting and crystallization at different  $P-T$  conditions as well as on the well known data on the gaseous-liquid melt inclusions investigations.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т., Багдасарян Г. П., Ширинян К. Г. Об одном ключевом разрезе для понимания взаимоотношений третичных вулканогенных толщ Армянского нагорья. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 6, 1979.
2. Асланян А. Т., Ширинян К. Г., Карапетян С. Г. Петрогенетические аспекты новейшего вулканизма Тавро-Кавказского орогена. В кн. «Доклады советских геологов на XXVI сессии МГК» (серия «Петрология»), «Наука». М., 1980.
3. Базаров Л. Ш., Косеяс Я. А., Сенина В. А. Включения магматических расплавов в кварце мелкозернистых биотитовых гранитов. ДАН СССР, т. 189, № 4, 1969.
4. Базаров Т. Ю., Бакуменко И. Т., Костюк В. П., Панина Л. И., Соболев В. С., Челуров А. И. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. «Наука», Новосибирск, 1975.
5. Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. Чтения им. В. И. Вернадского, IV. Изд-во АН СССР, М., 1962.
6. Верес Г. И., Меренкова Т. Б., Островский И. А. Искусственная чисто железистая гидроконльная слюда. ДАН СССР, т. 101, № 1, 1955.

7. Гамбарян П. П. Геолого-петрографический очерк р-на средней Занги. «Бассейн р. Занги», часть 2, геолого-гидрологическ.-очерк. Изд. АН СССР, Тр. СОПСА по изучению природных ресурсов. Серия Закавказья, Л., 1934.
8. Карапетян С. Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1972.
9. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. «Наука», Новосибирск, 1975.
10. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Изд-во АН Армянской ССР, Ереван, 1981.
11. Маракушев А. А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород. «Изв. вузов», Геология и разведка, № 8, 1973.
12. Остроумова А. С. Включения меланократовых пород в экструзивных дацитах горы Гадис (Армения). Известия АН СССР, сер. геол., № 2, 1967.
13. Полянский Е. В. История формирования Бом-Горхонского гранитного интрузива и ассоциация с ним оруденения. В кн.: «Геология рудных месторождений», № 3, М., 1973.
14. Рябчиков И. В. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта. В кн.: «Минералогическая термометрия и барометрия», т. I «Наука», М., 1965.
15. James R. S., Hamilton D. L. Phase Relations in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — $\text{SiO}_2$  at 1 kilobar water vapour Pressure. Contr. mineral and Petrol., 1969, v. 21, № 2.
16. Mak Gregor A. G. Clouded feldspars and thermal metamorphism. Mineral Mag. 22, 1931.