

Г. С. ДЗОЦЕНИДЗЕ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА В ГРУЗИИ ОТ ПАЛЕОЗОЯ ДО МИОЦЕНА

(Представлено академиком Д. С. Белянкиным 29 VII 1947)

Эффузивный вулканизм в Грузии наблюдается от палеозоя до четвертичного периода включительно. Палеозойскую его часть образуют превращенные в зеленые сланцы и амфиболиты диабазы и порфириты среди кембрийской толщи филлитов Дзирульского массива и менее метаморфизованные порфиритоиды в карбоновой толще Верхней Сванетии. Мощное развитие эффузивного вулканизма имеем мы в юре, мелу и палеогене; соответственные вулканогенные толщи различаются одна от другой по ряду особенностей минералогического и химического состава, рассмотрению которых и посвящено настоящее сообщение.

Проведенное нами изучение домиоценовых вулканогенных образований Грузии показало, что химико-петрографические особенности разных эффузивных серий зависят не только от возраста, но главным образом от приуроченности их к той или иной геотектонической структуре. Поэтому вкратце приведем схему тектонического строения Грузии.

По В. П. Ренгартену ⁽⁵⁾, в Грузии выделяются следующие зоны: 1) складчатая зона южного склона Большого Кавказа; 2) Аджаро-Триалетская складчатая зона и 3) Закавказская полого-складчатая зона, распадающаяся в свою очередь на несколько подзон, из которых в пределы Грузии попадают Абхазско-Рачинская, Рионско-Дзирульская, Карталинская и часть Куринской подзоны. По А. И. Джанелидзе ⁽³⁾, Рионско-Дзирульская и Карталинская подзоны совместно составляют Грузинскую глыбу, приподнятую часть которой представляет Дзирульский массив. Грузинская глыба — это, по А. Джанелидзе, междугорье в понимании Штауба. Она находится не вне орогена, а в самом орогене.

Приведем краткую характеристику домиоценовых вулканогенных образований (см. карту).

Юрский вулканизм начинается появлением нижнелейасовой толщи кварц-порфиров и кварцевых альбитофиров с их туфами. Они распространены лишь на глыбах в Дзирульском массиве в окрестностях г. Чиатура и в Храмском массиве; мощность толщи несколько десятков, реже сотни метров. По геологическому положению и петрографическому характеру толща эта аналогична кератофировому горизонту Горной Осетии Л. А. Варданяца ⁽²⁾.

Среднеюрский вулканизм дал вулканогенную толщу мощностью в 2—3 км, широко распространенную как в Грузии, так и в Восточном Закавказье. Она состоит из порфиритов двух типов: 1) спилитовых, содержащих из полевых шпатов лишь альбит, и 2) лабрадоровых, в которых плагноклаз представлен основными членами. Спилиты всегда являются более ранними и залегают в низах толщи. В обоих типах

встречаются разновидности авгитовые, роговообманковые и без темного силиката, которые образуются в результате дифференциации магмы в отдельных вулканических очагах за период покоя между извержениями. Диабазы и диабазовые порфириды встречаются в толще в виде отдельных жил, а покровы их распространены лишь на северной периферии развития толщи, в переходной зоне между вулканогенной и флишевой фациями. Кислые породы в толще встречаются в виде отдельных жил дацитов, липарито-дацитов и трахи-дацитов, почти всегда с альбитизированным плагиоклазом. Кластические породы в толще представлены как терригенными кластолитами, так и пирокластолитами. Первые содержат туфогенные, граувакковые и аркозовые песчаники, которые на некоторых участках резко преобладают над пирокластолитами. Диабазовые породы флишевых толщ Главного Кавказского хребта представляют лишь силловую фацию среднеюрского вулканизма и, аналогично порфиридам вулканогенной толщи, представлены альбитовыми (спилитовыми) и лабрадоровыми типами, впервые установленными Д. С. Белянкиным (1). Как видим, среднеюрская вулканогенная толща представляет типичную спилито-порфирито-диабазовую формацию, характерную для геосинклинального вулканизма.

Во время предкелловейской орогенетической фазы произошла складчатость среднеюрской вулканогенной толщи и внедрение в нее гранодиоритовых интрузий. Складчатая вулканогенная толща консолидируясь увеличивает размеры Грузинской глыбы. Под этими складчатыми участками образуется небольших размеров изолированный очаг, в котором в спокойных условиях происходит дифференциация. Этот очаг начинает действовать лишь в киммериджский век и дает серию пород незначительной мощности от оливинового базальта через трахи-базальт до трахита, распространенную к северу от Кутаиси до г. Хвамли и приуроченную к пестроцветной свите верхней юры. Такая серия характерна для океанических островов и глыбовых участков. Жильная фация верхнеюрских эффузивов представлена эссекситами Кутаисского района, которые имеют одинаковый с ними состав.

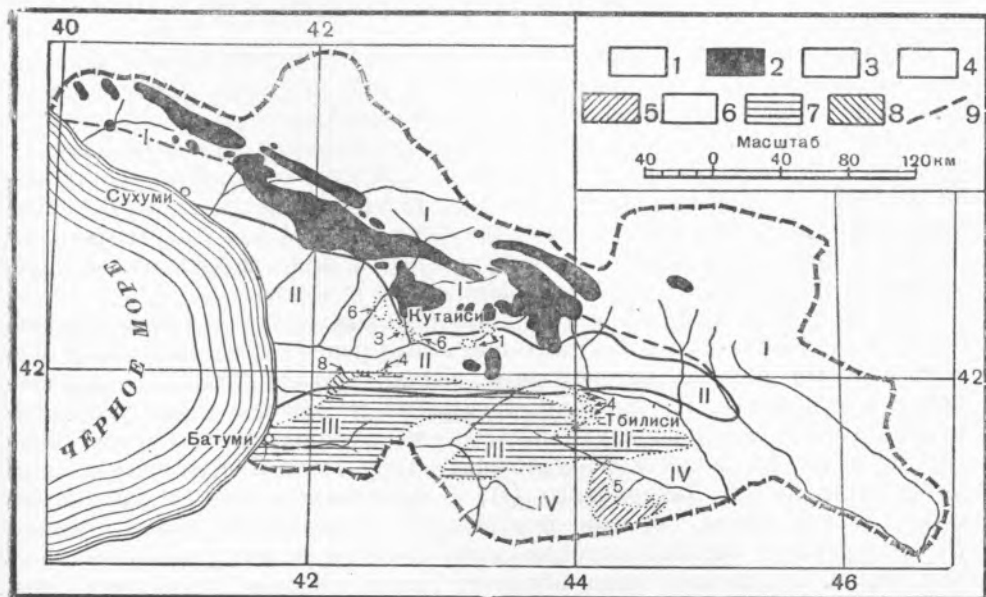
Этим заканчивается вулканизм, связанный с геосинклиналью южного склона Большого Кавказа.

После значительного периода покоя вулканическая активность снова начинает проявляться с средне мелового времени в связи с развитием Аджаро-Триалетской геосинклинали. В результате от среднего мела до палеогена образовались три вулканогенные толщи разного состава: основных и средних порфиритов, кислых альбитофиров и щелочных базальтов-фонолитов. Порфиритовая толща мела, приуроченная к Аджаро-Триалетскому хребту, представлена роговообманковыми, реже авгитовыми, порфиридами андезитового и андезито-базальтового состава. Нижние горизонты толщи, как и в случае юрской порфиритовой толщи, представлены спилитами. Меловая альбитофировая вулканогенная толща, приуроченная к Сомхитской глыбе, слагается дацитами, андезито-дацитами и трахи-дацитами, плагиоклаз которых обычно полностью альбитизирован. Многочисленные дайки и нектоподобные тела дацитов и альбитофиров, встречающиеся в этой толще, представляют лишь корни эффузий. Возможно, что интрузивную фазу этой дацитовой толщи представляет гранодиорит-монцонитовая интрузия окрестностей сел. Бардазори Борчалинского района, так как она внедрена в означенную толщу и имеет сходный с нею состав.

Особенный интерес представляет туронская вулканогенная толща Грузинской глыбы. Она слагается богатыми натрием породами: анальцимовыми оливиновыми базальтами, пикрит-базальтами, трахи-базальтами и фонолитами. Нефелиновые породы впервые установлены в Грузии лишь в этой толще и представлены эгирин-авгитовыми фонолитами,

имеющими локальное распространение. Силловая (жильная) фация туронских анальцимовых пикрит-базальтов и трахи-базальтов представлена синхронными с ними тешенито-камptonитовыми породами окрестностей Кутаиси.

Верхнемеловое время является периодом покоя в отношении вулканизма. Лишь в палеогене начинаются мощные вулканические извержения в связи с движениями в продолжающейся развиваться Аджаро-Триалетской геосинклинали. Палеоценовые отложения Аджаро-Триалетского хребта представлены нормально осадочными породами и лишь в верхних горизонтах появляется первичный пирокластический материал. Но на Сомхитской глыбе, в бассейне р. Алгетки, установлено наличие палеоценовых кислых эффузий дацитового состава.



Схематическая карта распространения домиоценовых вулканогенных образований Грузии

I — Нижнелейасовая толща — кварцпорфиры и кварцевые альбитофиры; *2* — среднеюрская спилито-порфирито-диабазовая формация; *3* — верхнеюрская оливиновый базальт-трахи-базальт-трахитовая серия; *4* — меловая вулканогенная толща Аджаро-Триалетского хребта — спилито-порфиритовая серия; *5* — меловая вулканогенная толща Сомхитской глыбы — дациты, альбитофиры; *6* — меловая вулканогенная толща Грузинской глыбы — анальцимовый пикрит-базальт-фонолитовая серия; *7* — эоценовая порфиритовая серия Аджаро-Триалетского хребта; *8* — верхнеэоценовая толща Грузинской глыбы — тефрито-трахитовая серия; *I* — область геосинклинали южного склона Большого Кавказа до батской орофазы; *II* — Грузинская глыба до батской орофазы; *III* — область Аджаро-Триалетской геосинклинали; *IV* — северная периферия Сомхитской глыбы; *9* — северная граница Грузинской глыбы после батской орофазы

Таким образом, первые фазы палеоценового магматического цикла Аджаро-Триалетской геосинклинали проявляются в излиянии кислых пород не в геосинклинали, а на глыбе, аналогично нижнелейасовым и меловым кислым эффузивам юрского и мелового вулканизма.

Интенсивный вулканизм в Аджаро-Триалетской геосинклинали наблюдается в эоцене. Низы среднеэоценовой вулканогенной толщи слагаются туфами андезитового состава, за которыми выше следует двухкилометровой мощности толща туфобрекчии и покровов; последние представлены в нижних горизонтах бедными авгитом андезитовыми, а выше — богатыми авгитом и цеолитами черными базальтовыми порфиритами. Секущие жилы представлены цеолитовыми микрогаббро и разными цеолититами, аналогичными верхним базальтовым порфиритам. Наряду с экструзивными процессами эоценовый эффузивный вулканизм проявился также и в силловой фации — внедрением диабазов в ниже-

лежащие палеоцен-нижнеэоценовые флишевые отложения. Эти породы по структурно-минералогическим особенностям уклоняются в сторону монзонитов, и их правильнее называть монзонит-диабазами. Во время предверхнеэоценовой орофазы произошло внедрение сиенито-диоритовых интрузий в эоценовую вулканогенную толщу; соответственно их возраст определяется как среднеэоценовый.

Вулканизм верхнего эоцена дал две серии пород. В пределах геосинклинали образовалась андезит-базальтовая известково-щелочная серия, в переходной же между геосинклиналью и глыбой зоне, в Северной Гурии, накапливалась калиевая серия пород, состоящая из калибазальтов, лейцитовых тефритов и анальцимовых трахитов. Во время предолигоценовой орофазы произошло внедрение анальцимовых сиенитов, которые всегда приурочены к толще верхнеэоценовых щелочных эффузивов.

Характер и степень измененности эффузивных пород Грузии зависят не от их возраста, а от приуроченности к той или иной геотектонической зоне. Породы средней юры и мелово-палеогеновые, приуроченные к геосинклинальным зонам, показывают одинаковый характер изменения. Более древние, чем среднеэоценовые, породы верхней юры и турона являются, напротив, более свежими. Поэтому вместо терминов «палеотипные» и «кайнотипные» рациональнее употреблять для геосинклинальных эффузивов название «оротипные», а для эффузивов, образовавшихся на глыбах, — «кратотипные» серии и породы.

По характеру химизма среди домиоценовых вулканогенных образований выделяются две известково-щелочные серии: среднеюрская и мелово-палеогеновая, и три щелочные серии: верхнеюрская, верхнеэоценовая и туронская. На диаграмме химизма по методу акад. А. Н. Заварицкого эти серии образуют пять линий, из коих среднеюрская соответствует крайне известково-щелочному типу Пеле-Лассен-пик сводной диаграммы типов Заварицкого (4), а среднеэоценовая линия ближе стоит к типу Этны, образуя переходную к щелочным типам серию. Верхнеюрская и верхнеэоценовая серия дают не резко щелочные калиевые серии. Туронская серия образует резко щелочной натриевый тип, аналогичный типу лав Гавайских островов.

Подытоживая все сказанное выше, приходим к выводу, что в Грузии от юры до миоцена мы имеем две эпохи вулканизма (или два магматических цикла): юрскую, связанную с юрским периодом развития геосинклинали южного склона Большого Кавказа, и мелово-палеогеновую, связанную с развитием Аджаро-Триалетской геосинклинали, причем рассмотрение соответственных вулканогенных толщ в их связи с геотектонической историей хорошо объясняет все разнообразие пород, которое имеет место в домиоценовых вулканогенных формациях Грузии.

Поступило
29 VII 1947

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Д. С. Белянкин, К петрографии Архотского тоннеля, Геол. иссл. в обл. перев. жел. дор., СПб, 1914. ² Л. А. Варданянц, Тр. ЦНИГРИ, в. 25 (1935). ³ А. И. Джанелидзе, Сообщ. АН ГрузССР, 3, № 1—2 (1942). ⁴ А. Н. Заварицкий, Введение в петрохимию, 1945. ⁵ В. П. Ренгартен, Общий обзор тектоники Закавказья, Геология СССР, 10, Закавказье, ч. 1, 1941.