

Н. Г. МАРКОВА, А. С. ПАВЛЕНКО

## О ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ ОРОГЕННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ МОНГОЛО-АЛТАЙСКОЙ ЗОНЫ КАЛЕДОНИД

(Представлено академиком А. Л. Яншиным 21 VI 1971)

Вулкано-плутоническая ассоциация орогенного этапа развития каледонид юго-западной части МНР рассматривается нами на примере района Тонхил, где оказывается возможным расшифровать ее геологическую позицию, возраст и структурное положение.

Геосинклинальный комплекс описываемого региона сложен мощной, хорошо охарактеризованной фаунистически толщей ордовика и силура, представленной полным и непрерывным разрезом от ареннигского яруса до венлока включительно. Среди отложений этого возраста развиты преимущественно терригенные породы с линзами известняков, а также эффузивы андезитового состава. Местами близ разломов и в ядрах антиклинальных структур они сильно изменены и превращены в метаморфические образования зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

Орогенный вулканический комплекс имеет девонский возраст и приурочен к изометричной мульде, несогласно наложенной на геосинклинальное основание. Это типичная глыбово-складчатая структура, разбитая многочисленными разломами и порванная интрузиями гранитоидов. Она сильно эродирована, однако контуры ее могут быть намечены по полям эффузивов и корням их, представленным субвулканическими телами и дайками (рис. 1). Разрез орогенного комплекса подразделен нами на три части: осадочную, эффузивно-осадочную и собственно эффузивную. Первая из них 400 м мощностью, сложена известняками, алевролитами, в меньшей степени песчаниками, охарактеризованными богатым комплексом фауны и флоры, указывающим на принадлежность вмещающих пород к нижнему эйфелю ( $D_2^{el}$ ), частично верхнему эмсу ( $D_1^{ems}$ ). Эффузивно-осадочная толща, местами также содержащая органические остатки, представлена чередованием песчаников и кремнистых алевролитов с туфами и туфобрекчиями кислого состава. Мощность ее 700—800 м. Наконец, эффузивная часть разреза (свыше 1000 м) в низах сложена андезитовыми (эпидотовыми) порфиритами, андезито-дацитами и жерловыми фациями их; широко развиты субвулканические тела того же состава. Выше располагаются покровы липаритовых порфиров, их туфов и игнимбритов, а также субщелочных разностей их, близких к комендитам. В низах липаритовой толщи встречаются подчиненные прослои дацитов и андезитовых порфиров. Местами наблюдаются флюидные липариты с вертикально ориентированными «фиамме» (небольшие жерловишки), а также различных размеров субвулканические тела. Следует отметить, что в районе хр. Ямантуин-хара нами установлено наличие вулканического центра, характеризующегося максимальным развитием жерловых фаций, субвулканических тел и даек, главным образом андезитового состава. К северу и северо-востоку располагается область вулканического склона, где наибольшее развитие получают липаритовые порфиры и их туфы.

Существенно, что помимо вулканогенных пород девонские магматические образования представлены также мощными интрузиями гранитоидов хархирийского комплекса, широко развитыми не только в данном районе, но в пределах Монгольского Алтая в целом и относящимися к классу орогенных формаций. Они также пронизаны серией даек, по составу близких к описанным эффузивам. Наиболее интересен в этом отношении массив гор Холбо-Улаи-ула. Таким образом, гранитные плутоны вместе с дайками являются несколько более поздним членом ассоциации.

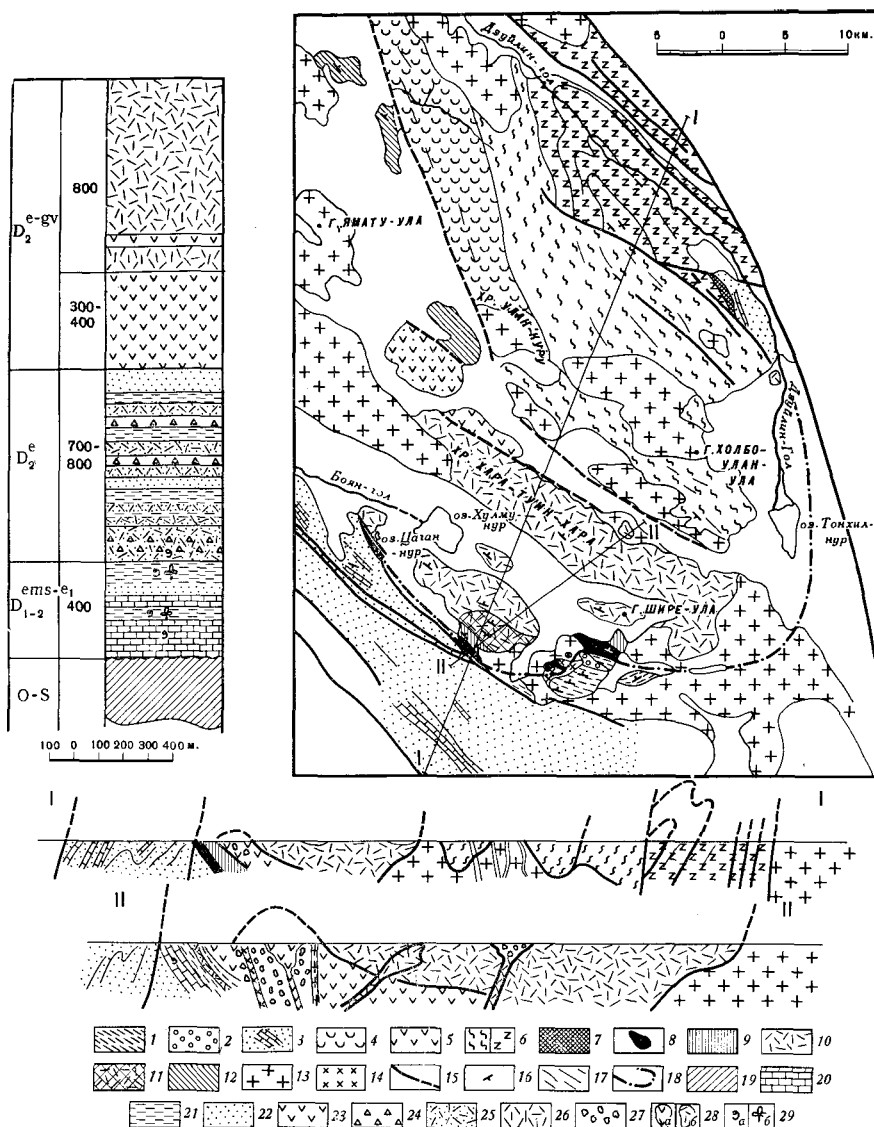


Рис. 1. Геологическая схема района Тонхила. 1 — кремнистые алевролиты и песчаники  $O_1^{ar}-O_2^{lv}$ ; 2 — конгломераты, песчаники, алевролиты  $O_2^{kz}$ ; 3 — песчано-сланцевые отложения с липзами известняков  $O_2^{kz}$ ; 4 — песчаники, известняки, кремнистые алевролиты  $O_3^{ach}-S_1^w$ ; 5 — ордовикские отложения перасчлененные; 6 — метаморфические комплексы (а — зеленосланцевая фация, б — амфиболитовая фация); 7 — гипербазиты; 8 — осадочная толща  $D_1^{ems}-D_2^e$ ; 9 — эффузивно-осадочная толща  $D_2^e$ ; 10 — эффузивная толща  $D_2^{e-gv}$ ; 11 — область вулканического купола; 12 — ороговикованные терригенные породы ( $D_3?$ ); 13 — гранитоиды хархиринского комплекса; 14 — гранодиориты; 15 — разломы; 16 — элементы залегания; 17 — простирание пород; 18 — ориентировочный контур девонской мульды; 19 — геосинклинальное основание; 20 — известняки; 21 — кремнистые алевролиты; 22 — песчаники; 23 — андезитовые порфириты и дациты; 24 — вулканические брекчии; 25 — туфы кислых эффузивов; 26 — липариты, их туфы и игнимбриты; 27 — жерловые фации; 28 — субвулканические тела (а — андезиты, б — липариты); 29 — фауна (а) и флора (б)

Изложенное выше отчетливо свидетельствует: 1) о тесной связи между осадочной и эффузивной частями разреза орогенного комплекса, что подтверждается наличием переходной эффузивно-осадочной толщи; 2) о среднедевонском, вероятно эйфельском, частично живетском возрасте собственно эффузивной части разреза; 3) об островном ландшафте, существовавшем во время формирования вулканического комплекса (остров-

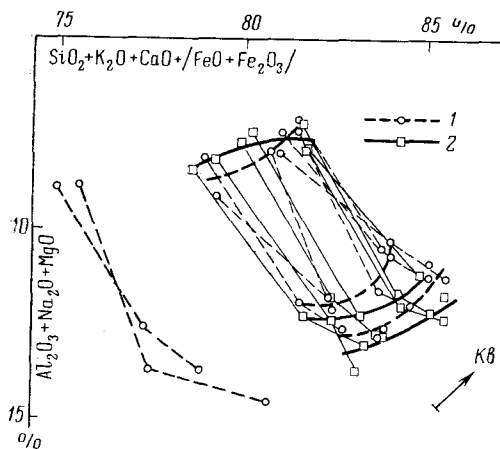


Рис. 2

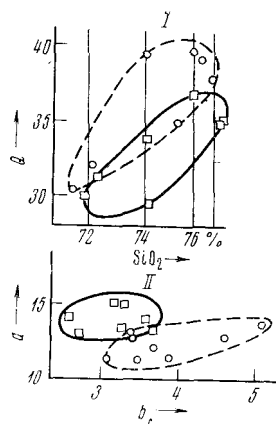


Рис. 3

Рис. 2. Семикомпонентная диаграмма составов пород эффузивной (1) и интрузивной (2) серий орогенного этапа развития

Рис. 3. Содержание свободной кремнекислоты в зависимости от общей  $\text{SiO}_2$  (I) и содержание щелочных алюмосиликатов в зависимости от общей железистости (II). Обозначения те же, что на рис. 2

ные вулканы), на что указывает тесное переплетение морских и континентальных образований (карбонатные и терригенные породы, содержащие как фауну, так и флору, а также зеленокаменные и краснокаменные эффузивы); 4) о тесной генетической связи между вулканическими образованиями, представленными эффузивной и жерловой фациями, а также субвулканическими телами и дайками — с хархиринским комплексом гранитоидов; 5) о сходстве описываемых образований с вулканоплаутовыми комплексами, развитыми на территории Монголии и Советского Союза и, как правило, связанными с орогенным этапом развития геосинклиналей или областями ревивации.

Сопоставление состава эффузивов и интрузивных членов ассоциации было проведено на примере массива гор Холбо-Улан-ула. Этот массив представлен «стандартными» двуполевошпатовыми гранитами, состав которых (табл. 1) неотличим от состава аналогичных гранитов орогенного этапа развития, описанных в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса под именем сютхольского и хархиринского комплексов и др.

Сопоставление индивидуальных (рис. 2) и, особенно, средних составов (табл. 1) гранитов и даечных пород массива с эффузивами мульд показывает большое их сходство. Последние отличаются лишь более высокими молярными содержаниями железа и меньшими содержаниями натрия (рис. 2). Соответственно эффузивы в целом обеднены щелочными полевыми шпатами (меньший параметр  $a$ ) и обогащены свободной кремнекислотой (большие значения  $Q$ ) (рис. 3, II).

С позиций представлений о кислотно-основном взаимодействии компонентов в расплавах эти признаки указывают на образование анхизтектики эффузивов в условиях повышенной щелочности, дающих в итоге комендитовое направление составов. Структура роев на рис. 2 подтверждает это положение, а именно указывает на более резкое падение глинозема и щелочей по мере роста кремнекислотности в эффузивах по сравнению с даечной серией. В пользу повышенной щелочности при зарождении и эволюции расплавов, формировавших эффузивы, говорит и их минеральный состав. Менее кремнекислотные члены (рис. 3, II) представлены дацитами без калишпата во вкрапленниках, хотя их химический состав близко отвечает липариту и, следовательно, щелочно-силикатные и железистые компоненты концентрируются в основной, обычно стеклова-

Таблица 1

| № анализа | Число определ. | Содержание, вес. % |                  |                                |                                |      |      |      |       |                   |                  | Содержание, г/т |     |    |     |    |
|-----------|----------------|--------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-----------------|-----|----|-----|----|
|           |                | SiO <sub>2</sub>   | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | V               | Cr  | Co | Ni  | Cu |
| 1         | 8              | 48,9               | 0,91             | 15,78                          | 1,85                           | 6,99 | 0,13 | 9,37 | 11,78 | 2,08              | 0,21             | 300             | 220 | 36 | 268 | 57 |
| 2         | 2              | 50,21              | 0,27             | 19,2                           | 1,3                            | 4,83 | 0,09 | 7,8  | 13,42 | 2,38              | 0,14             | 166             | 141 | 48 | 182 | 40 |
| 3         | 4              | 59,6               | 0,85             | 16,3                           | 1,11                           | 6,43 | 0,22 | 4,06 | 2,45  | 2,31              | 2,75             | 28              | 17  | 18 | 13  | 28 |
| 4         | 2              | 69,5               | 0,27             | 14,03                          | 1,63                           | 3,32 | 0,07 | 0,62 | 2,05  | 4,16              | 2,58             | 25              | 13  | 15 | 5   | 20 |
|           | 7              | 74,33              | 0,21             | 12,43                          | 1,35                           | 2,8  | 0,06 | 0,48 | 0,89  | 3,28              | 3,77             |                 |     |    |     |    |
| 5         | 6              | 74,3               | 0,2              | 12,44                          | 1,12                           | 2,48 | 0,04 | 0,58 | 0,91  | 4,12              | 4,08             |                 |     |    |     |    |

Примечание. № 1 — основные туфы и плагиоклазовые амфиболиты; № 2 — метагаббро; № 3 — гранат-ставролит-биотитовые плагиогнейсы; № 4 — эпидитовые порфиристы; № 5 — риолиты липариты; № 6 — граниты и дайковые породы массива.

той массе. Напротив, основная масса даек представлена эвтектическим четырехминеральным парагенезисом нормальных гранитов.

Пальгеническое происхождение расплавов, формирующих все магматические породы орогенной формации, доказано прямыми наблюдениями зон гранитизации и автохтонных очагов в ряде каледонских и герцинских структур МНР. Там же было показано, что решающую роль в формировании фаций повышенной щелочности играет наличие в составе исходных или вмещающих пород основных разностей. В рассматриваемом случае, когда мы находим гипабиссальные и эффузивные проявления орогенного магматизма, тот же фактор повышения щелочности в эффузивной серии может быть предположен исходя из состава пород геосинклинального основания, подстилающих орогенную мульду, в которых должны были формироваться расплавы. В них четко различаются два литологических элемента: 1) полимиктовые алевролиты и песчаники и 2) вулканогенные породы среднего состава. Метаморфизованные разности их представлены соответственно гнейсами (табл. 1, ан. № 3) и амфиболитами (ан. № 4), переходящими в участках интенсивной метасоматической переработки в метагаббро (ан. № 2). Очевидно, что главным источником силикатных расплавов служили гнейсы, тем более что в них наблюдаются слабые начатки гранитизации в форме плагиоклазового и микроклинового порфиробластеза. Однако амфиболиты не оставались инертной средой, о чем свидетельствует развитие метагабброидов вплоть до появления мигматитов габбродноритового состава. Другим свидетельством участия амфиболитов в образовании расплавов, дающих эффузивную серию, является наличие в ее основании разностей повышенной основности, но с достаточно высоким содержанием щелочей (табл. 1, ан. № 4), и несколько более высокое содержание в эффузивах группы железа, особенно никеля, а также меди. Аналогичные соотношения этих элементов наблюдаются в гнейсах и амфиболитах.

Рассмотренный пример указывает на узко локальный характер очагов магмаобразования в орогенный этап развития складчатой области, что должно учитываться при расшифровке последовательности магматизма и его геохимической интерпретации. Даже четко разновозрастные и пространственно близкие комагматы, возникающие в процессе палингенеза существенно разнородного основания на орогенном этапе развития, имеют петрохимические и геохимические различия. Это является основным признаком, отличающим формацию орогенных гранитоидов от магматических пород геосинклинального этапа. Последние, несмотря на широкие вариации основности, имеют чрезвычайно устойчивый фациальный облик. Вариации щелочности алюмосиликатных изверженных пород орогенного этапа проявляются, таким образом, в различные моменты орогенного развития складчатой области.

Совместная Советско-Монгольская  
геологическая экспедиция

Поступило  
15 VI 1971