

В. И. СОТНИКОВ, Б. В. ИВАНОВ, А. А. АЛАБИНА

ОБ ИСТОЧНИКАХ МОЛИБДЕНА В ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ

(Представлено академиком В. А. Кузнецовым 5 XI 1973)

При анализе геохимических особенностей продуктов извержения вулканов Ключевской группы и Шивелуча на Камчатке нами получены представительные данные по содержанию и распределению Мо в вулканитах района, представляющие определенный интерес при обсуждении проблемы источников этого элемента в эндогенных процессах.

Количественный спектральный анализ проб на Мо проводили по методу трех эталонов. Измельченную до 200 меш навеску пробы (200 мг) вводили в разряд активизированной дуги переменного тока при помощи полуавтоматической установки УСА-5; сила тока 18–20а. Спектрограф ДФС-8 с решеткой 600 штрихов в 1 мм; экспозиция 30 сек. Спектры регистрировались на фотопластинки типа П, чувствительность 16 ед. ГОСТ. Аналитическая линия для определения Мо 3170, 3Å. Фотометрирование на микрофотометре МФ-2. Определение концентраций Мо проводили по градуированному графику в координатах $\lg(I_{\text{п}}/I_{\text{ф}}) - \lg C$. Эталоны готовили на искусственной основе, имитирующей пробу. Воспроизводимость метода характеризуется коэффициентом вариации $\pm 20\%$.

Среди продуктов извержения вулканов Ключевской группы выделяются две серии пород. Базальт-андезит-базальтовая серия (вулканы Плоские, Толбачик, Ключевской, ареальный вулканизм) характеризуется рядом признаков, свойственных вулканитам начальной стадии кристаллизации. К этой же серии относится весь комплекс метаплагиофировых лав, являющихся по Б. И. Пийпу (¹), прямыми производными исходной магмы.

Вторая, базальт-дацитовая, серия пород (вулканы Безымянный, Малый и Большой Удина, Зимины сопки) характеризуется особенностями, свойственными вулканитам, прошедшим значительный путь дифференциации. По данным ГСЗ, для вулканов второй группы характерно существование периферических очагов. В частности, установлено, что под вулканом Безымянным существует аномальная зона, верхняя кромка которой располагается вблизи кровли «базальтового» слоя (на глубине около 20 км). Эта аномальная зона отождествляется с периферическим магматическим очагом вулкана, не имеющим прямой связи с верхней мантией. Ко второй группе по своим особенностям примыкает вулкан Шивелуч.

Вулканиты первой серии (производные вулканов, связанных сквозькоровыми разломами с мантией) отличаются от пород второй серии (табл. 1) повышенными концентрациями Мо, заметно превышающими кларк элемента для основных пород ($1,4 \cdot 10^{-4}\%$ (²)). Высокие концентрации Мо установлены для щелочных оливиновых базальтов ареального вулканизма, которые наиболее близко отражают состав родоначальной магмы, поступающей непосредственно из глубины, так как процессы дифференциации и ассимиляции наименее выражены в продуктах ареального вулканизма вследствие их непродолжительного нахождения в земной коре (³). Отмечаемая высокая дисперсия содержаний Мо в вертикальном разрезе отдельных лавовых потоков ареального вулканизма обусловлена явлениями дегазации (с миграцией Мо) в процессе становления этих пото-

Таблица 1

Содержание Мо в вулканитах Ключевской группы вулканов и Шивелуча

Исследованные образования	Число проб	Содержание Мо, 10 ⁻⁴ %	
		пределы	среднее
Вулкан Безымянный			
Андезито-базальты	7	0,9—1,8	1,4
Андезиты	3	1,4—2,2	1,7
Андезиты, андезито-базальты (экструзии)	33	0,5—1,8	1,0
Вулкан Большой Удина			
Андезито-базальты	2	1—1,3	1,2
Андезиты	5	1—3	1,4
Андезиты (экструзии)	3	1—1,4	1,1
Вулкан Малый Удина			
Андезито-базальты, базальты	3	1—1,2	1,1
Андезиты (экструзии)	4	1—2	1,3
Вулкан Зимина			
Андезито-базальты	13	0,8—2	1,5
Андезиты	7	1—1,7	1,4
Андезито-дациты	3	1,6—2	1,8
Андезито-базальты, андезиты (экструзии)	3	1,3—1,5	1,4
Вулкан Шивелуч			
Андезиты (постройка)	10	0,5—2	1,2
Андезиты (направленный взрыв)	17	0,5—2	1,5
Вулканы Ближний и Дальний Плоские			
Базальты	3	1—3	2
Андезито-базальты	5	1,5—5	3,4
Вулкан Толбачик			
Базальты, андезито-базальты	26	1—2,5	1,8
Мегаплагиофиры (постройка)	4	0,9—3	2,1
Ареальный вулканизм			
Базальты	88	1,4—15	2,5
Мегаплагиофиры фундамента	21	1—8	2,3
Среднее			
По производным вулканов непосредственно мантийного питания	147	0,9—15	2,4
По производным вулканов с периферийными очагами	113	0,5—3	1,3

ков. Последнее было отчетливо подтверждено нами при изучении характера распределения Мо в бомбах шлаковых и лавовых конусов. Ранее (⁴) это отмечалось для газонасыщенных шаровых лав Карымского вулкана.

Аналогичные высокие содержания Мо зафиксированы и в мегаплагиофирах фундамента, также являющихся прямыми производными глубинной исходной магмы.

Содержание Мо в вулканитах второй серии близко к кларку и часто даже ниже его. При этом заметно пониженные концентрации Мо устанавливаются в породах экструзий, что особенно хорошо видно на примере образований вулкана Безымянного. Здесь для отдельных куполов среднее содержание Мо снижается до $8 \cdot 10^{-5}$ % (Ступенчатый, Двуглавый, дайка Плотины № 4), а среднее по всем куполам составляет всего $1 \cdot 10^{-4}$ %, тогда как по лавам того же состава эта величина повышается до $1,5 \cdot 10^{-4}$ %. Наиболее высокие концентрации Мо характерны для куполов, которые по характеру становления приближаются к лавовым образованиям. Относительно пониженные содержания Мо в породах экструзий хорошо, на наш взгляд, объясняются дегазацией магмы.

Как и для лав Карымского вулкана (⁴), для рассматриваемых вулканитов отмечается относительное обогащение Мо более газонасыщенных образований. Повышенной газонасыщенностью обусловлены и более высокие концентрации Мо в андезитах направленного взрыва Шивелуча по сравнению с андезитами постройки.

К вулканитам второй серии Ключевской группы вулканов по содержанию молибдена близки продукты извержения вулканов Карымской группы (⁴), также характеризующихся наличием промежуточных очагов (⁵). Отмечаемые иногда в последних относительно повышенные концентрации Мо (например, в дацитах и андезито-дацитах извержения 1963 г.) обусловлены, очевидно, ассимиляцией ксенолитов гранитоидного состава, постоянно обнаруживаемых (⁶) в пемзах, выброшенных при образовании кальдеры, и содержащих в среднем (по 10 анализам) $3 \cdot 10^{-4}$ % Мо. Интересно, что если в вулканитах Карымской группы содержание Мо несколько повышается по направлению к более кислым разностям (некоторое снижение фиксируется в дацитах), то для вулканитов Ключевской группы устанавливается противоположная тенденция: максимальные концентрации Мо, который здесь хорошо коррелируется с Си, характерны для более основных разностей пород.

Детально было изучено распределение Мо в ксенолитах из лав вулканов Большой Удина и Шивелуч. Среднее его содержание во всех изученных ксенолитах, являющихся образованиями земной коры, составляет всего $8 \cdot 10^{-5}$ %, что наряду с ограниченным распространением ксенолитов (особенно в продуктах извержения вулканов первой группы), не позволяет рассматривать эти породы в качестве возможного источника повышенных содержаний Мо в вулканитах.

Резко повышенные концентрации Мо были зафиксированы нами в возгонах хлоридного и, особенно, преимущественно сульфатного типов вулкана Шивелуч (до $5 \cdot 10^{-3}$ %) и побочного кратера Билукай вулкана Ключевского (до $1 \cdot 10^{-2}$ %). До 0,01 % (⁷) и 0,003 % (⁸) Мо устанавливалось в возгонах вулкана Безымянного. Мо, наряду с Си и некоторыми другими элементами, вообще указывается (⁹) в качестве характерного микроэлемента эггалайций вулканов Камчатки.

Накопление Мо в продуктах фумарольной деятельности вулканов (в том числе и в высокотемпературных фумаролах), тесная связь его концентраций с газонасыщенностью вулканитов, отмечаемые явления эманационной дифференциации с перераспределением Мо позволяют предполагать газообразную (преимущественно хлоридную) формулу миграции этого элемента. В качестве одной из таких форм возможен диоксидхлорид молибдена (MoO_2Cl), обладающий в ряду своих аналогов высокой летучестью, химической и термической прочностью (¹⁰). К близкому предположению пришли Йошидо Минору и др. (¹¹), зафиксировавшие в возгонах вулкана Сакума-Иво-Дзимо, Япония, молибденовую синь и молибденит, образовавшиеся в процессе сублимации. Отмеченный вид транспорта мог, по-видимому, обеспечить миграцию Мо (и ряда других элементов, образующих устойчивые хлоридные соединения) со значительных глубин. Приведенные данные свидетельствуют о глубинном источнике Мо. Следует заметить, что обогащенность Мо щелочных базальтов, рассматривающихся как первичные выплавки из субстрата верхней мантии на сравнительно больших глубинах, отмечалась и другими авторами (¹², ¹³).

Роль упомянутого глубинного источника Мо заметна для месторождений медно-молибденовой формации, образующихся в зонах хорошо проявленных глубинных разломов. При этом необходимо учитывать возможную глубину положения областей генерации рудообразующих флюидов и относительное влияние производных верхней мантии и коровых расплавов палингенного происхождения. С этих позиций можно, по-видимому, говорить о повышенной роли глубинного источника Мо (особенно в ранние периоды эндогенного процесса) для Шахтаминского месторождения (Восточное Забайкалье).

Особого внимания полученные данные заслуживают в связи с разработкой новых мобилистских геотектонических концепций и попыткой увязать с ними формирование и размещение медно-молибденовых месторождений (¹⁴⁻¹⁶).

В заключение следует заметить, что выделяемые В. И. Смирновым ⁽¹⁷⁾ три группы источников рудного вещества при анализе происхождения молибденовых месторождений не должны исключать друг друга. Эти источники следует рассматривать во взаимосвязи, с учетом геотектонического положения месторождений (во многом определяющего соотношения мантийных и коровых флюидов), характера проявления магматизма (в том числе доли мантийных и коровых выплавов), общего гидродинамического режима региона, литологических и геохимических особенностей вмещающих (окружающих) пород и анализируемого временного интервала эндогенного процесса.

Институт геологии и геофизики
Сибирского отделения Академии наук СССР
Новосибирск

Поступило
22 X 1973

Институт вулканологии
Дальневосточного научного центра
Академии наук СССР
Петропавловск-Камчатский

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ *Б. И. Пуйн*, Тр. Лаб. вулканол. АН СССР, в. 2 (1956). ² *А. П. Виноградов*, Геохимия, № 7 (1962). ³ *А. А. Вадеевская*, В сборн. Современ. вулканизм М., 1966. ⁴ *В. И. Согников, Б. В. Иванов, Н. В. Арнаутов*, В сборн. Вулканизм и глубины Земли, М., 1971. ⁵ *Б. В. Иванов*, Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы, «Наука», 1970. ⁶ *Б. В. Иванов*, В сборн. Ксенолиты и гомеоген. включ., М., 1969. ⁷ *И. А. Меняйлов, Л. П. Никитина*, Бюлл. вулканол. станции. № 37 (1964). ⁸ *И. А. Меняйлов, Л. П. Никитина*, Там же, № 4 (1966). ⁹ *Л. А. Башарина*, В сборн. Современ. вулканизм, М., 1966. ¹⁰ *И. А. Глухов, С. С. Елисеев*, В сборн. Металлургия вольфрама, молибдена и ниобия, М., 1967. ¹¹ *Yoshida Minoru, Ozawa Takejiro, Oosaka Jojo*, J. Chem. Soc. Japan, № 3 (1972). ¹² *В. Г. Сахно, И. Н. Говоров и др.*, В сборн. Вулканизм и глубины Земли, М., 1971. ¹³ *Г. Б. Левашов, И. Н. Говоров и др.*, Геохимия, № 3 (1973). ¹⁴ *J. Pereira, C. J. Dixon*, Mineral Deposit, v. 6, № 4 (1971). ¹⁵ *R. W. Hodder, V. F. Hollister*, Canad. Mining and Met. Bull., v. 65, № 718 (1972). ¹⁶ *R. H. Sillitoe*, Econ. Geol., v. 67, № 2 (1972). ¹⁷ *В. И. Смирнов*, В сборн. Закономерн. размещ. полезн. ископ., т. 9, М., 1970.