

УДК 552.31

ПЕТРОГРАФИЯ

В. А. КУТОЛИН

К ВОПРОСУ О ГЛУБИННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ БАЗАЛЬТОВ РАЗНЫХ ФОРМАЦИЙ

(Представлено академиком Ю. А. Кузнецовым 3 VII 1973)

В интересной статье, получившей широкую известность, Д. Х. Грин и А. Е. Рингвуд (2) описали свои эксперименты по плавлению и кристаллизации базальтоидов разных составов при высоких давлениях и дали петрографическое истолкование этих экспериментальных результатов. К сожалению, их построения были приняты некоторыми исследователями буквально, и в специальной литературе появились, например, ссылки на Грина и Рингвуда, якобы показавших, что высокоглиноzemистые базальты возникают при кристаллизации дифференциации оливинового толеита на глубине в 30–35 км. Между тем, детальное изучение природных продуктов дифференциации — нодулей аккумулятивного происхождения в базальтах и пикритах убедительно свидетельствует о том, что процесс глубинной дифференциации, во-первых, протекает по-разному в базальтоидах, относящихся к различным формациям, а во-вторых — является более сложным и многообразным, чем это представлялось по экспериментальным данным, хотя последние в общем хорошо согласуются с имеющимися наблюдениями. Настоящая статья и посвящена обсуждению этих вопросов.

Прежде всего необходимо отметить, что в последние годы среди ультраосновных и основных нодулей в базальтоидах были выделены ксенолиты вещества верхней мантии и родственные включения — аккумуляты, которые являются продуктом накопления минеральных фаз, выделившихся из магмы при высоком давлении. К первой группе нодулей — ксенолитам вещества верхней мантии относятся лерцолиты и связанные с ними дуниты, гарцбургиты, вебстериты и клинопироксениты. Характерной чертой этой группы является зеленый цвет, наличие хром-диопсида и хромовой шпинели, а также многочисленные следы интенсивного динамометаморфического воздействия. Вторая группа — аккумуляты — представлена черными шпинелевыми или керсукитовыми пироксенитами и верлитами, для которых характерен бедный Сг, но богатый Ti клинопироксен и шпинель герцинитового типа, а также весьма дифференцированной серией пород от анортозитов до дунитов, обладающих обычно типичными кумулятивными структурами. Детальные описания этих двух групп нодулей имеются в работах многих исследователей (5, 10, 16–18). Естественно, что при рассмотрении вопроса о характере глубинной дифференциации следует учитывать только нодули второй группы.

В табл. 1 сведены данные о составе аккумулятов и направлении глубинной дифференциации для базальтоидов разных типов в зависимости от их формационной принадлежности по классификации Ю. А. Кузнецова (3). Как видно из этих данных, глубинная дифференциация протекает различно для базальтоидов разных формаций. Так, для траппов глубинная дифференциация вообще не характерна, поскольку нодули в них никем не обнаружены, хотя нельзя исключить возможности их уничтожения во время подъема магмы. Для пород андезитовой формации в

Таблица 1

Характер глубинной дифференциации базальтоидов разных формаций

Тип базальтоидов*	Место проявления дифференциации	Состав аккумулятов		Направление дифференциации		Источники
		в безводных условиях	в присутствии воды	в безводных условиях	в присутствии воды	
ТрДП	Глубинная дифференциация отсутствует					
ТрМП						
АндБ	Кора	Алливалиты, реже габбро, анортозиты, эвкриты	—	Содерж. кремнезема и щелочей увеличивается, глинозема, Mg и Ca — уменьшается. Появление андезито-базальтов	—	(^{1, 6, 20})
КОБ	Кора	—	Магнетитовые и оливин-магнетитовые габбро	—	Содерж. кремнезема, глинозема и щелочей увеличивается, Fe — уменьшается	(⁸)
	Нижняя кора	—	Черные керситовые клинопироксениты, верлиты и габбро	—	Содерж. кремнезема и щелочей увеличивается, Mg и Ca — уменьшается	(^{8, 10})
	Верхняя мантия	Черные шпинелевые клинопироксениты, верлиты	—	Содерж. щелочей увеличивается, Ca — уменьшается	—	(^{5, 10, 18})
ОБТ	Кора	Дифференцированная серия анортозит — троктолит — габбро — дунит — верлит — гарцбургит	—	Содерж. кремнезема и щелочей увеличивается, Mg — уменьшается	—	(¹⁷)
ООБЩ	Кора	Дифференцированная серия анортозит — дунит	—	Содерж. кремнезема и щелочей увеличивается, Mg — уменьшается	—	(^{14, 17})
	Верхняя мантия	—	Черные керситовые клинопироксениты, верлиты и габбро	—	Содерж. кремнезема и щелочей увеличивается, Mg и Ca — уменьшается	(^{12, 13, 19})

* ТрДП — траппы древних платформ, ТрМП — траппы молодых платформ, АндБ — базальтоиды андезитовой формации, КОБ — базальтоиды континентальной оливин-базальтовой формации, ОБТ — толеитовые базальтоиды океанической оливин-базальтовой формации, ООБЩ — щелочные оливиновые базальтоиды океанической оливин-базальтовой формации.

качестве глубинных дифференциатов обычно описывают алливалиты (^{1, 6, 20}), которые состоят из 70% анортита и оливина (Fa_{70-80}). Иногда эти породы представлены чистыми анортозитами, в других случаях в них появляются пироксены и они переходят в эвкриты или габбро. Химический состав пород этой серии характеризуется низким содержанием кремнезема и щелочей, при значительном количестве глинозема и Ca (^{1, 6, 20}). Расчеты показывают, что удаление из магмы базальтового состава 20% аккумулятов такого типа может привести к появлению андезито-базальтов. Как следует из экспериментальных данных Н. И. Хитарова с соавторами (⁸), плагиоклаз состава анортита кристаллизуется из высокоглиноземистого базальта при давлении до 10 кбар. Это обстоятельство свиде-

тельствует о том, что описанные алливалиты образовались на глубине, не превышающей 35 км.

Наиболее разнообразны глубинные дифференциаты базальтоидов континентальной оливин-базальтовой формации. К ним относятся прежде всего черные шпинелевые клинопироксениты, которые описывались в базальтоидах Минусы⁽¹⁸⁾, Юго-Западной Японии⁽¹⁹⁾, Таджикистана⁽⁵⁾ и ряда других районов. Клинопироксен этих пород беден Sr, но богат глиноземом и Ti и очень сильно походит по химическому составу на клинопироксен из мегакристов высокого давления, что и является одним из главных доводов в пользу аккумулятивной природы описываемых образований⁽⁵⁾. Шпинель также бедна Cr, но обогащена молекулой герцинита. Иногда в этих породах появляется оливин, вплоть до перехода их в верлиты. Химический состав шпинелевых клинопироксенитов варьирует очень сильно, даже в серии включений из одной трубки взрыва⁽⁵⁾, что зависит от относительного содержания пироксена и шпинели. Однако для всех этих пород характерно очень небольшое количество щелочей при повышенном содержании Ca, что приводит к последовательному увеличению отношения суммы щелочей к полевошпатовой извести в процессе дифференциации, тогда как отношение Fe к Mg остается примерно постоянным, поскольку эти элементы извлекаются при дифференциации в постоянной пропорции. Ранее нами было показано⁽⁴⁾, что эта тенденция типична для базальтов континентальной оливин-базальтовой формации по сравнению с траппами, для которых, напротив, характерно возрастание отношения Fe к Mg.

Судя по экспериментальным данным Д. Х. Грина и А. Е. Рингвуда⁽²⁾, кристаллизация клинопироксена начинает преобладать над кристаллизацией оливина из расплавов щелочного оливинового базальта при давлении свыше 9 кбар. Д. Х. Грин и У. Гибберсон получили фенокристы клинопироксена, сходные с природными мегакристами, при давлении в 14–16 кбар⁽¹⁵⁾. Поэтому можно считать, что описанные шпинелевые клинопироксениты образуются на глубине не менее 35–50 км, т. е. в пределах верхней мантии.

Другой разновидностью глубинных дифференциатов базальтоидов континентальной оливин-базальтовой формации являются черные керситовые клинопироксениты, верлиты и габбро, которые очень походят на предыдущую группу составом клинопироксена, но отличаются от нее отсутствием шпинели, при наличии керсита. Эти породы бедны кремнеземом и щелочами, но богаты Mg и Ca^(8, 10), поэтому извлечение аккумулятов такого типа приводит к последовательному накоплению кремнезема и щелочей при падении содержаний Mg и Ca. По мнению К. Аоки⁽⁸⁾ и М. Г. Беста⁽¹⁰⁾, описавших нодули керситовых пироксенитов и верлитов, они кристаллизовались из базальтовой магмы в присутствии воды на глубине около 30 км, т. е. в нижней части коры.

Несколько особняком стоят нодули своеобразных магнетитовых габроидов, которые были описаны К. Аоки⁽⁹⁾ в базальтах на о. Ики (Юго-Западная Япония). Эти породы чрезвычайно богаты Fe и Ti, напоминая в этом отношении некоторые базальты Луны, но бедны кремнеземом и щелочами. По мнению К. Аоки⁽⁹⁾, они образовались на глубине менее 15 км при высоком парциальном давлении кислорода.

Для толеитовых базальтов океанов глубинная дифференциация не является распространенной, хотя, например, на Гавайских островах Е. Д. Джексон⁽¹⁷⁾ описывает из толеитов серию разнообразных аккумулятов, меняющих свой состав от аортозитов до перидотитов, причем среди них преобладают породы, богатые оливином. Более характерна глубинная дифференциация для океанических щелочных оливиновых базальтов, в которых, кроме аккумулятов серии аортозит-дунит, описанных на Гаваях⁽¹⁷⁾ и на о. Ланцароте⁽¹⁴⁾, наблюдаются также черные керситовые

пиroxениты, верлиты и габброиды, имеющие континентальные аналоги и известные на о-вах Тристан-да-Куя (19), Гран Канария (13) и Тенериф (12).

Как видно из приведенного описания, обломки глубинных аккумулятов в базальтоидах встречаются достаточно часто. Весьма обычны в них и крупные кристаллы авгита, ортопироксена, сапфина, оливина, керсунита и некоторых других минералов, которые являются фенокристами, кристаллизовавшимися из магмы на большой глубине (11). Тем не менее, можно утверждать, что глубинная дифференциация играет в созидании всего разнообразия пород базальтоидного состава значительно более скромную роль, чем предполагали Д. Х. Грин и А. Е. Рингвуд (2) и особенно М. Дж. Хара (21). По мнению последнего, дифференциация родо-материнской пикртовой магмы при различных условиях может дать широкую гамму пород от толеитовых базальтов, через щелочные оливиновые базальты, мелилитовые базальты, лейцитовые базальты до кимберлитов и даже карбонатитов. Нет надобности придумывать схемы столь сложной эволюции, поскольку хорошо известно, что такие наборы пород никогда не встречаются в генетически единых ассоциациях, но всегда принадлежат к разным магматическим формациям (3).

Другим доказательством того факта, что глубинная кристаллизационная дифференциация не играет значительной роли в создании базальтовых магм разного состава, является небольшое содержание в базальтах фенокристов высокого давления, кристаллизационной отсадке которых принадлежит решающая роль в схеме Д. Х. Грина и А. Е. Рингвуда. Кроме того, базальтовая магма энергично резорбирует эти фенокристы (4), так что при медленном подъеме магмы они будут полностью ассилированы, что сведет на нет эффект кристаллизационной дифференциации.

В заключение следует отметить, что петрологические построения становятся значительно более плодотворными, если они опираются на идеи учения о магматических формациях (3). В противном случае всегда существует опасность интерпретации результатов без учета реальных фактов магматической геологии.

Институт геологии и геофизики
Сибирского отделения Академии наук СССР
Новосибирск

Поступило
27 VI 1973

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Г. Е. Богоявленская, Э. Н. Эрлих, В. кн. Ксенолиты и гомеогенные включения, «Наука», 1969. ² Д. Х. Грин, А. Э. Рингвуд, В. кн. Петрология верхней мантии, М., 1968. ³ Ю. А. Кузнецов, Главные типы магматических формаций, М., 1964. ⁴ В. А. Кутолин, Проблемы петрохимии и петрологии базальтов, Новосибирск, 1972. ⁵ В. А. Кутолин, В. М. Фролова и др., Геология и геофизика, № 6 (1973). ⁶ Р. И. Родионова, В. И. Федорченко, Геология и геофизика, № 2 (1971). ⁷ Н. И. Хитаров, А. Б. Слуцкий и др., Геохимия, № 9 (1971). ⁸ К. Aoki, Contrib. Mineral. and Petrol., v. 25, 270 (1970). ⁹ К. Aoki, J. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol., v. 64, № 4 (1970). ¹⁰ M. G. Best, Contrib. Mineral. and Petrol., v. 27, 25 (1970). ¹¹ R. A. Binns et al., Am. J. Sci., v. 269, 132 (1970). ¹² G. D. Borley et al., Contrib. Mineral. and Petrol., v. 31, 102 (1971). ¹³ T. Frisch, H. U. Schmincke, Bull. Volcanol., v. 33, № 4, 1073 (1970). ¹⁴ J. M. Fuster et al., Bull. Volcanol., v. 33, № 3, 665 (1970). ¹⁵ D. H. Green, W. Hibberson, Phys. Earth Planet. Interiors, v. 3, 247 (1970). ¹⁶ K. Ishibashi, Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geology, v. 20, № 1 (1970). ¹⁷ E. D. Jackson, Rep. of the XXIII Sess. Intern. Geol. Congr., v. 1, 135 (1968). ¹⁸ V. A. Kutolin, V. M. Frolova, Contrib. Mineral. and Petrol., v. 29, 163 (1970). ¹⁹ R. W. Le Maitre, Mineral. Mag., v. 37, № 286, 185 (1969). ²⁰ J. F. Lewis, J. Petrol., v. 14, № 1 (1973). ²¹ M. J. O'Hara, Scottish J. Geol., v. 1, 19 (1965).