

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 <sup>(2)</sup> описали свои эксперименты по плавлению и кристаллизации базальтоидов разных составов при высоких давлениях и дали петрогенетическое истолкование этих экспериментальных результатов. К сожалению, их построения были приняты некоторыми исследователями чересчур буквально, и в специальной литературе появились, например, ссылки на Грина и Рингвуда, якобы показавших, что высокоглиноземистые базальты возникают при кристаллизационной 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-диоксида и хромовой шпинели, а также многочисленные следы интенсивного динамометаморфического воздействия. Вторая группа — аккумуляты — представлена черными шпинелевыми или керсутитовыми пироксенитами и верлитами, для которых характерен бедный Cr, но богатый Ti клинопироксен и шпинель герцинитового типа, а также весьма дифференцированной серий пород от анортозитов до дунитов, обладающих обычно типичными кумулятивными структурами. Детальные описания этих двух групп нодулей имеются в работах многих исследователей <sup>(5, 10, 16—18)</sup>. 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 <sup>(3)</sup>. 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

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	
Тр ДП	Глубинная дифференциация отсутствует					
Тр МП						
АндБ	Кора	Алливалиты, реже габбро, анортозиты, эвкриты	—	Содерж. кремнезема и щелочей увеличивается, глинозема, Mg и Ca — уменьшается. Появление андезитобазальтов	—	(1, 6, 20)
КОБ	Кора	—	Магнетитовые и оливин-магнетитовые габбро	—	Содерж. кремнезема, глинозема и щелочей увеличивается, Fe — уменьшается	(9)
	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, 16, 18)
ОВТ	Кора	Дифференцированная серия анортозит — троктолит — габбро — дунит — верлит — гарцбургит	—	Содерж. кремнезема и щелочей увеличивается, Mg — уменьшается	—	(17)
ООВЩ	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, ОВТ — толеитовые базальтоиды океанической оливин-базальтовой формации, ООВЩ — щелочные оливиновые базальтоиды океанической оливин-базальтовой формации.

качестве глубинных дифференциатов обычно описывают алливалиты (1, 6, 20), которые состоят из 70% анортита и оливина ( $\text{Fe}_{70-80}$ ). 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 андезитобазальтов. 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 (<sup>18</sup>), Юго-Западной Японии (<sup>16</sup>), Таджикистана (<sup>5</sup>) 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 (<sup>5</sup>). Шпинель также бедна Sr, 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 (<sup>5</sup>), 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 (<sup>4</sup>), 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 (<sup>2</sup>), 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 (<sup>15</sup>). 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 керсутитовые клинопироксениты, верлиты и габбро, которые очень походят на предыдущую группу составом клинопироксена, но отличаются от нее отсутствием шпинели, при наличии керсутита. Эти породы бедны кремнеземом и щелочами, но богаты Mg и Ca (<sup>8, 10</sup>), поэтому извлечение аккумулятов такого типа приводит к последовательному накоплению кремнезема и щелочей при падении содержаний Mg и Ca. По мнению К. Аоки (<sup>8</sup>) и М. Г. Беста (<sup>10</sup>), описавших нодули керсутитовых 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 габброидов, которые были описаны К. Аоки (<sup>9</sup>) 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 (<sup>9</sup>), 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 (<sup>17</sup>) описывает из толеитов серию разнообразных аккумулятов, меняющих свой состав от анортозитов до перидотитов, причем среди них преобладают породы, богатые оливином. Более характерна глубинная дифференциация для океанических щелочных оливиновых базальтов, в которых, кроме аккумулятов серии анортозит-дунит, описанных на Гавайях (<sup>17</sup>) и на о. Ландзароте (<sup>14</sup>), наблюдаются также черные керсутитовые



пироксениты, верлиты и габбронды, имеющие континентальные аналоги и известные на о-вах Тристан-да-Кунья (<sup>19</sup>), Гран Канария (<sup>13</sup>) и Тенериф (<sup>12</sup>).

Как видно из приведенного описания, обломки глубинных аккумулятов в базальтоидах встречаются достаточно часто. Весьма обычны в них и крупные кристаллы авгита, ортопироксена, сангидина, оливина, керсутита и некоторых других минералов, которые являются фенокристами, кристаллизовавшимися из магмы на большой глубине (<sup>14</sup>). 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 (<sup>2</sup>) и особенно М. Дж. Хара (<sup>21</sup>). По мнению последнего, дифференциация родоначальной пикритовой 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 (<sup>3</sup>).

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 (<sup>4</sup>), так что при медленном подъеме магмы они будут полностью ассимилированы, 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 (<sup>3</sup>). 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

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