

Г. Б. РУДНИК, В. И. ЧЕРНЫШЕВА

ТРИ ТИПА ТОЛЕИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ СРЕДИННО-ИНДИЙСКОГО ОКЕАНИЧЕСКОГО ХРЕБТА

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 2 IX 1971)

Базальтовый вулканизм дна Мирового океана представляет собой один из интереснейших и актуальных вопросов современной геологической науки. Изучение его особенностей в связи с определенными тектоническими структурами морского дна может пролить свет на многие вопросы, связанные со строением, вещественным составом и развитием глубинных частей земной коры и верхней мантии, эволюцией подкорового вещества и причинами проявления того или иного типа магматизма в различных геологических структурах земли. Несмотря на значительные трудности в изучении глубоководных участков океанического дна, за последнее десятилетие накопилась значительная по объему коллекция океанических базальтов, изучение которой внесло существенные коррективы в представление о магматизме Мирового океана. Выяснилось, что наряду с установленными ранее при изучении вулканических островов щелочными оливин-базальтовыми сериями пород в глубоководных участках океанического дна чрезвычайно широко развиты низкокальциевые толеитовые базальты. По мнению С. и А. Энгель (⁹), составы этих базальтов отвечают первичной, родоначальной магме, возникшей при селективном плавлении вещества мантии. При этом С. и А. Энгель особо подчеркивали чрезвычайную монотипность океанских толеитов и однообразие в содержании главных петрогенных компонентов, строго сохраняющееся во всех изученных областях океанов. Эти выводы, а также определение средних составов океанических толеитов были сделаны без учета конкретной структурно-тектонической обстановки районов, где были получены те или иные образцы базальтов. Для этого было еще недостаточно данных. Дальнейшее накопление фактического материала по базальтам океанского дна показало, что толеитовые базальты не столь однообразны, как это отмечалось С. и А. Энгель. В Атлантическом океане Муиром и Тилли (¹⁶) были отмечены толеитовые базальты с повышенным против нормального содержанием окиси калия, а также толеитовые базальты с умеренным содержанием глинозема. В Индийском океане Канн и Вайн (⁸) отметили составы базальтов, отличающиеся от типичных составов примитивных толеитовых базальтов своей повышенной щелочностью. Была высказана мысль, что эти отклонения вызываются изменениями глубинности генерации магмы. Различия в составах толеитовых базальтов в различных частях Срединно-Индийского хребта отмечены Хеккинианом (¹⁷), которым была сделана первая попытка выделения в пределах Срединно-Индийского хребта отдельных петрографических провинций.

В последние годы в Индийском океане было проведено несколько советских и зарубежных экспедиций, собравших большое количество новых данных по геологическому строению и составу пород Срединно-Индийского океанического хребта.

Работами были охвачены все три ветви этого хребта: северная — Аравийско-Индийский хребет (или хр. Карлсберг), юго-западная — Западно-Индийский хребет и юго-восточная — Центрально-Индийский хребет. В результате проведенных работ в настоящее время накоплен достаточный по

объему новый фактический материал, позволяющий рассмотреть петрохимические особенности базальтов с учетом их пространственной приуроченности к тому или иному структурному участку Срединно-Индийского хребта.

Как показали исследования, три крупные ветви Срединно-Индийского хребта по целому ряду признаков отличаются друг от друга. Наибольшие различия выявляются при сравнении Центрально-Индийского хребта, с одной стороны, с Аравийско-Индийским и Западно-Индийским — с другой. Сравнение этих структур показывает следующее.

1. Центрально-Индийский хребет морфологически отличается от двух других отсутствием характерной для многих рифтовых зон океана четко выраженной высоко поднятой зоны и срединного грабена ⁽⁵⁻⁷⁾.

2. Центрально-Индийский хребет характеризуется иным разрезом земной коры. Согласно сейсмическим данным, он отличается отсутствием слоя со скоростями волн 7—7,5 км/сек, отмеченным под дном рифтовых ущелий в двух других хребтах, и наличием «базальтового» слоя со скоростями 6,7 км/сек.

3. В Центрально-Индийском хребте до сего времени не обнаружено выходов ультраосновных пород и метаморфизованных эффузивов, установленных во многих пунктах Аравийско-Индийского и Западно-Индийского хребтов.

4. Согласно данным Ле Пишона ⁽¹³⁾, отмечается различная скорость расширения хребтов. В северной ветви — Аравийско-Индийском хребте 1,5 см/год, в Центрально-Индийском хребте 3 см/год, а в Западно-Индийском расширении вообще не фиксируется.

Приведенные факты дают основание полагать, что три неоднородно построенные ветви срединного хребта находятся на различных стадиях своего развития. Можно предположить также, что более молодым элементом в своей структуре является Центрально-Индийский хребет, где еще не сформировались более глубокие разломы, приводящие к образованию центрального грабена, где тектонические перемещения океанической коры не настолько интенсивны, чтобы выводить на поверхность (как это имеет место в двух других ветвях Срединно-Индийского хребта) блоки, сложенные серпентинизированными ультраосновными породами и зеленокаменно метаморфизованными базальтоидами.

Изучение свежих базальтоидов, характеризующих эти различные структурные ветви Срединного хребта, показало, что по петрографическому составу, структурам и основным петрохимическим свойствам все они в общем близки между собой. Они характеризуются невысоким содержанием щелочей, насыщенностью или слабой недосыщенностью кремнеземом и относятся к группе океанических низкокальциевых толеитовых базальтов. Вместе с тем сравнение содержаний главных петрогенных компонентов в базальтах Центрально-Индийского хребта, с одной стороны, и Аравийско-Индийского и Западно-Индийского — с другой, показывает, что, относясь в целом к «примитивным» низкокальциевым базальтам, породы этих регионов обладают рядом специфических, свойственных только этому району, тонких петрохимических отличий, фиксирующихся на приводимых корреляционных диаграммах, где составы этих пород образуют две четкие группы (рис. 1а).

Третьей группой базальтов, рассматриваемых в настоящей статье, являются базальты вулканических островов и подводных вулканов, развитие которых связано с магматизмом Срединно-Индийского хребта. Сюда относятся о-ва Тромлен, Маврикий, Родригес, Сен-Поль, Амстердам. Для сравнения с базальтами срединного хребта представляется наиболее интересным рассмотреть не типичные щелочные оливиновые базальты островов, а толеитовые базальты, обычно связанные с начальными этапами их образования и являющиеся переходными от типичных океанических толеитов к щелочным базальтам островов.

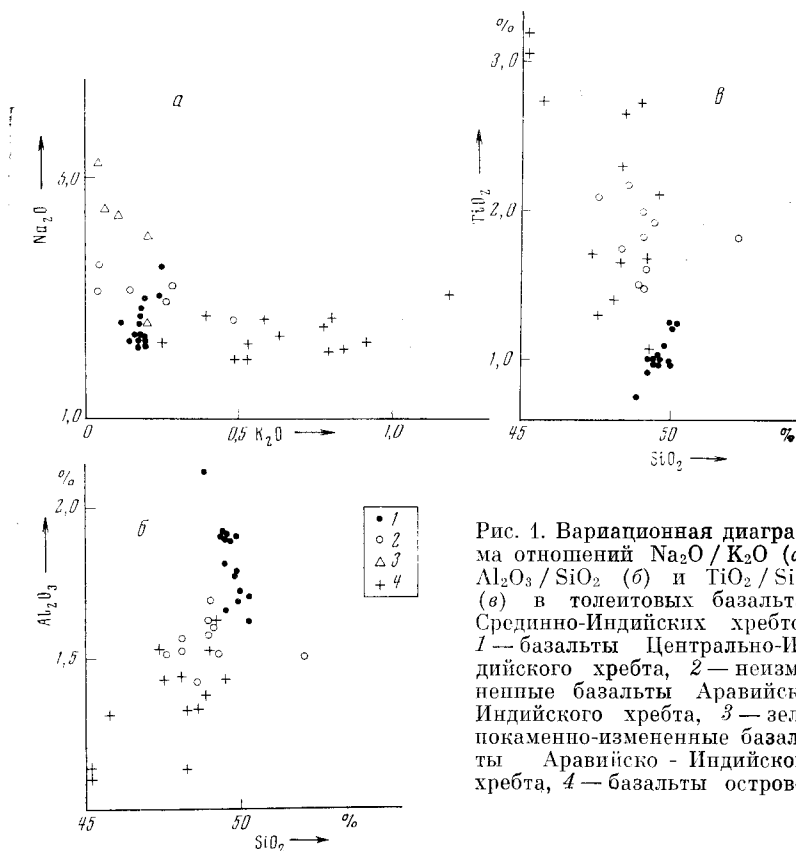


Рис. 1. Вариационная диаграмма отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (а), $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (б) и $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$ (в) в толентовых базальтах Срединно-Индийских хребтов. 1 — базальты Центрально-Индийского хребта, 2 — неизменные базальты Аравийско-Индийского хребта, 3 — зеленокаменно-измененные базальты Аравийско-Индийского хребта, 4 — базальты островов

Таким образом, в связи с тремя структурными подразделениями по ряду петрохимических признаков выделяются три подгруппы толентовых базальтов: 1) подгруппа нормальных толентовых базальтов рифтовых зон Аравийско-Индийского и Западно-Индийского хребтов; 2) подгруппа высокоглиноземистых базальтов Центрально-Индийского хребта; 3) подгруппа слабодифференцированных толентовых базальтов вулканических островов.

Породы первой подгруппы, как это видно на приводимых диаграммах (см. рис. 1а), характеризуются весьма низкими (0,14–0,20%) содержаниями окиси калия; умеренными, близкими к среднему мировому базальту (по Дэли) содержаниями глинозема (14,5–16%, см. рис. 1б), окиси кальция, титана (рис. 1в). В некоторых образцах фиксируются следы слабого зеленокаменного перерождения. Еще не различимые при микроскопическом исследовании, они выражаются в небольшом уменьшении содержания полевошпатовой извести (за счет возрастания количества окиси натрия), увеличении отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ и содержания кристаллизационной воды. Переходы от неизмененных базальтов к породам, явно зеленокаменно перерожденным, осуществляются очень постепенно. На диаграмме отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (см. рис. 1а) видно, что этот процесс сопровождается постепенным увеличением в породах содержания натрия.

Базальты второй подгруппы наиболее близко отвечают по составу океаническим высокоглиноземистым базальтам по Энгель (¹⁴). Помимо большого количества глинозема (17–21%) они отличаются более высоким содержанием полевошпатовой извести, пониженным содержанием окиси титана, пониженным значением коэффициента железности.

Петрографически эти породы характеризуются несколько большей «порфировостью», т. е. содержат большее количество интрателлурических вкрапленников плагиоклаза.

Породы третьей подгруппы, подгруппы базальтов вулканических островов, характеризуются большей дифференцированностью в сторону образования мафических меланократовых разностей вплоть до составов, отвечающих пикритам, пикрит-базальтам. Переход к щелочным базальтам выражается в постепенном увеличении в породах калия (см. рис. 1а) до 1,0% K_2O , а также титана, содержание которого подымается до 2,7% TiO_2 против 1,2–1,8%, характерных для океанических базальтов. Содержание глинозема уменьшается до 13–14%. По своим петрохимическим особенностям эти породы близки к породам толентовой серии Гавайских островов⁽¹⁴⁾.

Наличие тесной корреляционной связи трех подгрупп толентовых базальтов с определенными структурными участками океанского дна дает основание полагать, что петрохимические особенности пород этих подгрупп определяются различиями в режиме тектонического развития земной коры района их формирования, глубиной генерации магмы и скоростью ее поступления в верхние структурные этажи. В настоящий момент большинство исследователей приходит к мнению, что высокоглиноземистая толентовая магма генерируется при плавлении мантии на небольших глубинах — порядка 15–25 км^(2, 12, 15). Очевидно, такие условия отвечают условиям генерации магмы в Центрально-Индийском хребте — области наиболее молодой, активной, с неисчерпанными на небольших глубинах способностями магмообразования.

Толсит-базальтовая магма с умеренным содержанием глинозема, аналогичная составу базальтов первой подгруппы, согласно данным Рингвуда и Грина⁽²⁾, генерируется в более глубоких частях мантии, порядка 35–60 км. Понижение глубины магмообразования в Аравийско-Индийском и Западно-Индийских хребтах, возможно, связано с большей глубиной залегания «активного» слоя мантии в областях, претерпевших более длительное и более сложное развитие, чем Центрально-Индийский хребет.

Образование пород третьей подгруппы, характеризующейся наличием дифференцированных серий и широкого спектра переходных от типичных океанических толентов к щелочным базальтам разностей, вероятнее всего, связано с явлениями кристаллизационной дифференциации океанической толентовой магмы в отщнуровавшихся на определенных этапах тектонического развития региона глубоких очагах^(2, 14).

Таким образом, на основании приведенных выше данных можно предположить, что в океане существуют определенные петрографические провинции. Выделение этих провинций, определение особенностей их строения и состава слагающих пород могут быть сделаны при дальнейшем накоплении данных по магматизму Мирового океана.

Институт океанологии им. П. П. Ширшова
Академии наук СССР
Москва

Поступила
10 VIII 1971

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ А. П. Виноградов, Г. Б. Удильцев и др., Изв. АН СССР, сер. геол., № 10 (1969).
- ² Д. Х. Грин, Рингвуд, В кн. Петрология верхней мантии, М., 1968.
- ³ Ю. П. Непроczyn, В. М. Ковылин и др., ДАН, 185, № 4 (1969).
- ⁴ Г. Б. Удильцев, ДАН, 185, № 4 (1969).
- ⁵ Г. Б. Удильцев, В. И. Чернышева, В кн. История и перспективы сверхглубокого бурения, «Наука», 1966.
- ⁶ Р. Л. Фишер, В кн. Система рифтов земли, М., 1970.
- ⁷ В. И. Чернышева, Г. Б. Рудник, ДАН, 194, № 2 (1971).
- ⁸ I. R. Cann, F. J. Vine, Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, 259, 198 (1966).
- ⁹ A. E. I. Engel, C. G. Engel, Sci., 144, № 6624 (1954).
- ¹⁰ A. E. I. Engel, C. G. Engel, Sci., 146, № 3643 (1964).
- ¹¹ C. G. Engel, R. Fischer, A. E. I. Engel, Sci., 150, № 3696 (1965).
- ¹² I. Kushiro, J. Geophys. Res., 73, 619 (1968).
- ¹³ X. Le Pichon, J. R. Heirtzler, Deep Sea Res., 16, 263 (1969).
- ¹⁴ G. A. Macdonald, Geol. Soc. Am. Memoir, 116, 477 (1968).
- ¹⁵ A. McBirney, Earth Sci. Rev., 6, № 5 (1970).
- ¹⁶ D. Muir, C. E. Tilley, J. H. Scoon, J. Petrol., 7, № 2, 193 (1966).
- ¹⁷ R. Hekinian, Deep Sea Res., 15, 195 (1968).
- ¹⁸ J. D. Wiseman, Sci. Rep., 3, № 1 (1937).