

С. С. МАТВЕЕВА

**АМФИБОЛИТЫ КАК ИНДИКАТОР ТИПА ЗЕМНОЙ КОРЫ  
В ОСНОВАНИИ ДРЕВНИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ  
(НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ)**

*(Представлено академиком А. В. Пейве 13 II 1975)*

В длительной истории становления геосинклинальной системы каждому этапу развития соответствует определенный тип вулканизма, обладающий специфическими петрохимическими и геохимическими особенностями. Эволюция вулканизма определяется в конечном счете строением земной коры и характером глубинных процессов, соответствующих данному этапу развития геосинклинали. Этот факт дает возможность попытаться по составу базальтов определить характер земной коры под древними геосинклиналями. Однако надо иметь в виду, что в этом случае мы имеем дело не с неизменными базальтами, а с породами, прошедшими стадию грубого метаморфизма и часто гранитизации и превращенными в амфиболиты. Нет основания считать, что состав пород останется при этом совершенно неизменным, но тенденции в изменении состава могут быть учтены.

Нами сделана попытка, сравнивая химизм амфиболитов ольхонской серии (Западное Прибайкалье) с основными типами геосинклинальных базальтов, определить характер земной коры, на которой закладывалась геосинклиналь.

Породы ольхонской серии, сложенные глубоко метаморфизованными образованиями докембрия, входят в состав Саяно-Байкальского обрамления Сибирской платформы и обнажаются в центральной части Западного Прибайкалья (<sup>1</sup>). Нижнюю часть ольхонской серии составляют двупироксеновые, гиперстен-биотитовые, амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы, ассоциирующие с мраморами и кварцитами, содержащими большое количество включений основных и ультраосновных пород. Породы метаморфизованы в гранулитовой фации метаморфизма. Выше по разрезу эти породы согласно сменяются амфиболитами, амфибол-плагиоклазовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами, переслаивающимися с кальцитовыми мраморами, биотитовыми, биотит-гранатовыми, биотит-гранат-силлиманитовыми гнейсами (амфиболитовая фация метаморфизма). В этой зоне наиболее интенсивно проявлены процессы гранитизации. Еще выше в разрезе залегает толща доломитовых мраморов и амфиболитов, метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой фации. Рассмотрены амфиболиты, относящиеся к нижней и средней частям разреза, метаморфизованные в амфиболитовой фации. Для исследования отобраны наименее гранитизированные разности.

Амфиболиты ольхонской серии имеют разную мощность (от десятков сантиметров до десятков метров) и переслаиваются с различными по составу породами. Основные минералы амфиболитов представлены роговой обманкой (50—70%, изредка до 80%) и плагиоклазом (№ 35—45), в подчиненном количестве встречается биотит, диопсид, иногда кварц, гранат, а из аксессуарных минералов — сфен, апатит, рудный.

Состав амфиболитов сопоставлен с составом океанических базальтов, базальтов андезит-базальтовой формации островных дуг (в которых уже начинается зарождение коры континентального типа) и раннегеосинклинальных базальтов внутриконтинентальных геосинклиналией.

Петрохимические и геохимические характеристики амфиболитов и базальтов приведены в табл. 1 и на рис. 1 и 2. В работе использованы данные (4-14).

Диаграмма  $Al_2O_3$  — щелочи —  $SiO_2$  (рис. 1) дает возможность определить, что основным типом базальтов ольхонской серии являются толеитовые базальты.

Таблица 1

Составы амфиболитов Западного Прибайкалья и различных типов базальтов

|  | Амфиболиты<br>(n=23; n=34) * |   | Океанические<br>базальты (4)<br>(n=110) |   | Базальты островных<br>дуг (4)<br>(n=355) |   | Амфиболиты<br>эпидот-<br>амфибол.<br>Фации<br>(n=22)<br>$\bar{x}$ |
|--|------------------------------|---|-----------------------------------------|---|------------------------------------------|---|-------------------------------------------------------------------|
|  | $\bar{x}$                    | S | $\bar{x}$                               | S | $\bar{x}$                                | S |                                                                   |

Содержание петрогенных элементов, вес. %

|                                    |       |      |       |      |       |      |  |
|------------------------------------|-------|------|-------|------|-------|------|--|
| SiO <sub>2</sub>                   | 48,44 | 2,9  | 49,15 | 1,33 | 50,86 | 1,96 |  |
| TiO <sub>2</sub>                   | 1,28  | 0,29 | 2,09  | 0,52 | 1,04  | 0,43 |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 15,71 | 0,96 | 15,09 | 1,04 | 17,74 | 1,73 |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 3,55  | 0,70 | 3,35  | 1,36 | 3,92  | 1,71 |  |
| FeO                                | 8,16  | 0,82 | 7,56  | 1,28 | 6,33  | 2,22 |  |
| MnO                                | 0,19  | 0,02 | 0,17  | 0,02 | 0,17  | 0,11 |  |
| MgO                                | 8,19  | 1,28 | 7,75  | 1,23 | 5,37  | 1,70 |  |
| CaO                                | 10,80 | 1,60 | 10,61 | 0,70 | 9,81  | 1,25 |  |
| Na <sub>2</sub> O                  | 2,19  | 0,23 | 2,23  | 0,40 | 2,69  | 0,68 |  |
| K <sub>2</sub> O                   | 0,34  | 0,11 | 0,30  | 0,15 | 1,00  | 0,54 |  |
| K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O | 0,15  |      | 0,13  |      | 0,37  |      |  |
| F                                  | 56    |      | 58    |      | 66    |      |  |

Содержание микроэлементов, г/т

|       |      |  |      |  |      |  |      |
|-------|------|--|------|--|------|--|------|
| Cu    | 62   |  | 70   |  | 59   |  | 59   |
| Zn    | 137  |  | 122  |  | 58   |  | 128  |
| Co    | 25   |  | 35   |  | 30   |  | 20   |
| Cr    | 187  |  | 281  |  | 67   |  | 57   |
| V     | 150  |  | 291  |  | 177  |  | 134  |
| Ni    | 87   |  | 112  |  | 25   |  | 11   |
| Pb    | 5,5  |  | 1,7  |  | 7    |  | 11   |
| Zr    | 70   |  | 85   |  | 114  |  | 81   |
| U     | 0,13 |  | 0,08 |  | 0,26 |  | 0,20 |
| Zi    | 9,1  |  | 7,3  |  | 13   |  | 18   |
| Rb    | 3,4  |  | 1,2  |  | 16   |  | 23   |
| K/Rb  | 1056 |  | 1123 |  | 581  |  | 455  |
| V/Ni  | 1,7  |  | 2,6  |  | 7,1  |  | 12,2 |
| Ni/Co | 3,4  |  | 3,2  |  | 0,83 |  | 0,55 |

\* Первое значение n — для петрогенных, второе — для микроэлементов.

Различия между океаническими и континентальными базальтами наиболее значительны в содержаниях К, Fe<sup>2+</sup> и Mg. Степень обогащения базальтов калием является индикатором степени «спаленности» земной коры в период их образования (5).

На диаграммах (рис. 2) нанесены составы ольхонских амфиболитов и базальтов, с которыми они сравниваются. На диаграмме зависимости K<sub>2</sub>O от Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (рис. 2a) поля точек составов океанических базальтов, базальтов островных дуг и внутриконтинентальных геосинклиналей четко обособлены; на диаграмме зависимости Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (где  $F = \frac{FeO+Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}, \%$ )

поля двух последних групп пород совпадают (рис. 2б). Точки составов амфиболитов хорошо ложатся в поле океанических базальтов. Сходство

по петрохимическим данным ольхонских амфиболитов с океаническими базальтами отмечается не только по содержанию отдельных элементов, но и по их отношениям (табл. 1).

Содержание микроэлементов гораздо более чувствительно к наложенным процессам, чем содержание главных элементов, поэтому микросостав ольхонских амфиболитов несколько отличается от океанических базальтов,

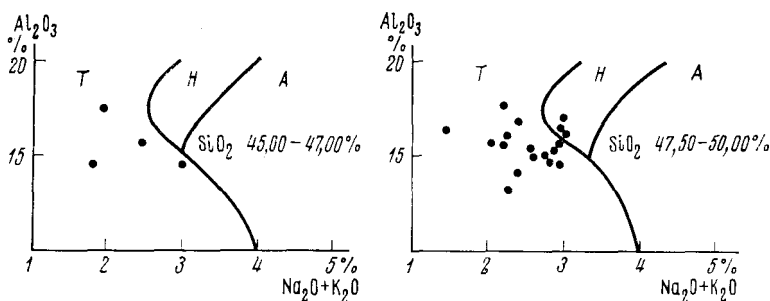


Рис. 1. Амфиболиты ольхонской серии на диаграмме  $Al_2O_3$  — щелочи —  $SiO_2$  для различных типов базальтов (по Н. Куно). А — щелочные базальты, Н — высокоглиноземистые базальты, Т — толеитовые базальты

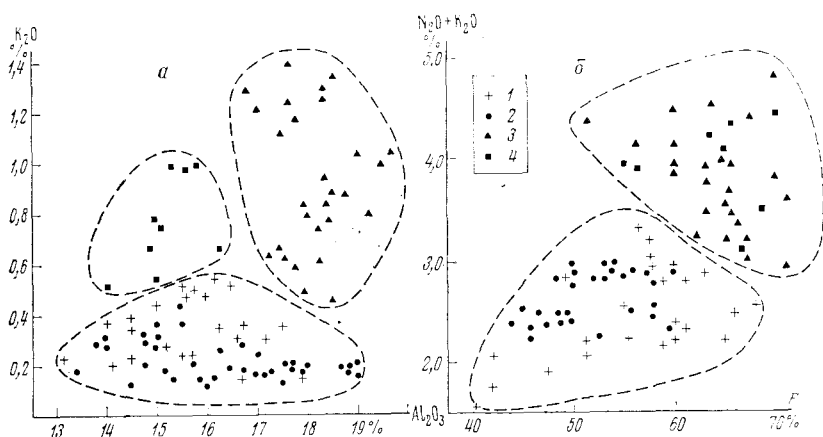


Рис. 2. Диаграммы зависимости  $K_2O$  от  $Al_2O_3$  (а) и  $Na_2O+K_2O$  от  $F$  (б) для амфиболитов ольхонской серии (1), океанических базальтов (2), базальтов островных дуг (3) и раннегеосинклинальных базальтов внутриконтинентальных геосинклиналей (4)

но все же он гораздо ближе к последним, чем к базальтам островных дуг (табл. 1). Более низкое содержание в амфиболитах  $Cu$ ,  $Cr$ ,  $Ni$  и более высокое  $Rb$  по сравнению с океаническими базальтами объясняется влиянием процесса гранитизации. Показательны отношения элементов, и прежде всего  $K/Rb$ ,  $Ni/Co$  и  $V/Ni$ , которые близки в амфиболитах и океанических базальтах и четко отличаются от таковых в базальтах островных дуг. Для такого рода сравнений важно содержание в базальтах урана, которое связано с мощностью консолидированной коры (7). Ольхонские амфиболиты сходны по содержанию урана с океаническими базальтами и резко отличаются от базальтов островных дуг.

Таким образом, петрохимические и геохимические данные показывают, что ольхонские амфиболиты по составу сходны с океаническими базальтами. Можно предположить, что в основании ольхонской серии вскрыты породы, отвечающие начальному этапу развития геосинклинали, названному А. В. Пейве океанической стадией (2, 3). Этот вывод подтверждается

и геологическими данными, и прежде всего набором пород, очень сходным с офиолитовой ассоциацией (<sup>1</sup>).

Интересно отметить, что амфиболиты, залегающие выше по разрезу и метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации, резко отличаются по содержанию микроэлементов как от охарактеризованных ранее амфиболитов, так и от океанических базальтов, но сходны с базальтами островных дуг. Сходство отмечается не только в содержании отдельных элементов (в том числе и очень характерном содержании урана), но и в отношении элементов K/Rb, V/Ni, Ni/Co (табл. 1).

Таким образом, амфиболиты могут служить индикатором типа земной коры, на которой закладывалась древняя геосинклиналь, а изучение химизма амфиболитов, залегающих на разных уровнях разреза, может помочь в определении стадии развития геосинклинали.

Московский государственный университет  
им. М. В. Ломоносова

Поступило  
8 II 1975

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> Н. А. Божко, Л. И. Демина, Изв. высш. учебн. завед., сер. Геология и разведка, № 12 (1974). <sup>2</sup> А. В. Пейве, Н. А. Штрейс и др., ДАН, т. 196, № 3 (1971). <sup>3</sup> А. В. Пейве, Н. А. Штрейс и др., Сов. геол., № 12 (1972). <sup>4</sup> В. А. Кутюлин, Проблемы петрохимии и петрологии базальтов, Новосибирск, «Наука», 1972. <sup>5</sup> Т. И. Фролова, Г. Б. Рудник, Вестн. МГУ, сер. геол., № 5 (1972). <sup>6</sup> Л. Л. Леонова, И. Н. Удальцова, Геохимия, № 11 (1970). <sup>7</sup> Б. П. Золотарев, Г. С. Семенов, Сов. геол., № 12 (1970). <sup>8</sup> А. Е. Энгель, С. Дж. Энгель, В кн.: Основные проблемы океанологии, М., «Наука», 1968. <sup>9</sup> В. С. Гладких, В. И. Чернышова, Геохимия, № 8 (1966). <sup>10</sup> С. Р. Харп, В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана, М., «Мир», 1973. <sup>11</sup> Л. Л. Леонова, И. Г. Курсанов, Геохимия, № 6 (1974). <sup>12</sup> V. N. Shilov, In: Spilitic and Spilitic Rocks, N. Y., 1974. <sup>13</sup> K. S. Heier, I. W. Rogers, Geochim. et cosmochim. acta, v. 27, № 2 (1963).