

УДК 551.24+551.14(265)

ГЕОЛОГИЯ

Академик А. В. ПЕЙВЕ, А. Л. КНИПЕР, М. С. МАРКОВ,
Н. А. БОГДАНОВ

«БАЗАЛЬТОВЫЙ» СЛОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Проблема возраста и истории образования пород фундамента островных дуг крайне важна для теоретической тектоники, поскольку сравнительное его изучение в складчатых зонах континентов, островных дугах и внутренних частях океанов имеет важное значение для понимания эволюции земной коры.

Исследования последних лет в островных дугах западной части Тихого океана показали, что в основании разреза залегают своеобразные метаморфические и метасоматические породы меланоквартового состава. Эти породы по своим физическим свойствам (плотность, сейсмические скорости) могут быть сравнимы с «базальтовым» слоем земной коры. Рассмотрим некоторые примеры.

В Ганальском хребте на Камчатке в основании разреза метаморфического комплекса залегают толща амфиболитов, гранатовых амфиболитов, пироксен-амфибол-плагноклазовых сланцев с резко подчиненными прослоями биотит-плагноклазовых сланцев и кварцитов. Изучение этих пород показывает, что они претерпели длительную историю метаморфизма. Вначале они были изменены в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций, о чем говорят нам реликты типичных минеральных ассоциаций эклогитов. Затем эти породы были частично фельдшпатизированы, а местами гранитизированы, с образованием плагногранито-гнейсов. Далее они подверглись диафторезу и местами были превращены в зеленые сланцы.

Выше этих образований залегает комплекс слабее метаморфизованных базальтоидов и терригенных пород, содержащий споры и пыльцу мезозойского облика, что позволяет предполагать по крайней мере домезозойский возраст нижележащих амфиболитов. Выше этих отложений залегают вулканогенно-кремнистые породы верхнего мела (⁷).

Иной тип фундамента известен на полуострове Камчатского мыса, где вулканогенно-кремнистая формация мела располагается с перерывом на комплексе габброидов. Изучение последних показало, что они образованы в нижней своей части за счет метасоматического изменения ультраосновных пород. Ультраосновные породы, видимо, первоначально представляли собой энстатитовые дуниты, в которых энстатит был затем замещен диаллагом. В краевых частях ультрабазитовых тел наблюдается последовательное, более позднее насыщение их плагноклазом, вплоть до образования линз и прослоев чистых анортозитов. Изучение аналогичных образований на Урале и в Армении показало, что такие породы образуются в результате метасоматоза ультраосновных пород при привносе кальция и кремнезема (^{5, 9, 10}).

Верхняя часть «габброидного» комплекса образовалась в результате метаморфизма и перекристаллизации базальтов и долеритов, превращенных в габбро-диабазы с линзами средне- и крупнозернистых габбро (^{3, 8}).

Таким образом, на полуострове Камчатского мыса доказывается домеловой возраст метабазитового комплекса основания. Аналогичные образо-

вания известны также в ксенолитах лав Восточной Камчатки и Курильских островов, что позволяет говорить о повсеместном развитии метабазитового фундамента в этом регионе.

Метаморфические породы основного состава сейчас известны уже достаточно широко и в других островных дугах западной части Тихого океана.

В Японии эти породы обнажены в структурном поясе Куросегава, где они выжаты вдоль разломов совместно с ультрабазитами. Здесь они представлены амфиболитами, эпидот-гранатовыми амфиболитами и эпидот-актинолитовыми сланцами (²).

На о. Яп, расположенном в зоне стыка Марианской дуги и дуги Палау, в основании разреза вскрыты меланократовые метаморфические породы, представленные амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, зелеными сланцами, габброидами и небольшими телами серпентинитов и перидотитов (формация Яп). Выше несогласно располагается толща осадочных брекчий и конгломератов с прослоями песчаников и аргиллитов. Эта толща, судя по описаниям, очень напоминает олистостромовые формации геосинклинальных зон, а в составе ее обломков преобладают метаморфические породы формации Яп. Возраст осадочной толщи нижнемiocеновый.

На Новой Гвинее меланократовый фундамент известен в юго-восточной части острова, в пределах ультрабазитового пояса Папуа. Нижняя часть его разреза сложена ультрабазитами, среди которых, так же как и на полуострове Камчатского мыса, преобладают энстатитовые оливиниты. В ультрабазитах распространены процессы кремнистого метасоматоза (¹⁴). Как отвечает Х. Дэвис, нет никаких доказательств магматического происхождения ультраосновных пород этой зоны и последние, вероятно, представляют собой породы верхней мантии.

Стратиграфически выше ультрабазитов залегают породы габброидного комплекса. Местами наблюдаются переходные зоны, в которых можно видеть переслаивание пород ультраосновного и основного состава. Как правило, в нижней части таких слоистых пачек залегают гиперстен-диопсидовые пироксениты, которые вверх по разрезу сменяются габбро, а затем апортозитами.

В шлифах из пород переходной зоны, вскрытых в береговых обрывах моря и к югу от Саламау, видно, что плагиоклаз образовался позднее и его зерна содержат пойкилитовые включения пироксена. Более того, в ряде шлифов можно видеть, что образование плагиоклаза происходило позже серпентинизации этих пород. Нетрудно заметить, что габброиды, слагающие вместе с ультрабазитами фундамент Новой Гвинеи, очень сходны с аналогичными породами Восточной Камчатки.

Выше габброидов залегает толща вулканогенных и вулканогенно-кремнистых пород мела (?) — эоцена. Таким образом, возраст меланократового фундамента в этой части Тихого океана, видимо, домеловой.

Наши наблюдения, сделанные в этом году в Новой Гвинее, полностью подтверждают данные Х. Дэвиса.

На Соломоновых островах в основании разреза вскрыты амфиболиты, амфиболитовые сланцы, выше которых на о. Гвадалканал залегают зеленокаменно измененные базальты и долериты (¹³). С породами метаморфического комплекса тесно ассоциируют ультраосновные породы, выходы которых пространственно приурочены к зонам крупных разломов. В центральной структурно-фацциальной зоне эти породы перекрываются вулканогенными породами олигоцена (?), а их обломки известны в отложениях нижнего миоцена.

Амфиболиты и габброиды были подняты драгой в 49-м рейсе «Витязя» в грабене к северу от о. Маланга, что указывает на существование аналогичного меланократового основания и в Тихоокеанской структурно-фацциальной зоне, где оно располагается ниже глубоководных осадков верхнего мела.

Таким образом, мы видим, что в пределах островных дуг западной части Тихого океана ниже вулканогенных, вулканогенно-кремнистых, граувакковых формаций распространены меланократовые метаморфические породы. По стратиграфическому положению — между ультрабазитами и типичными геосинклинальными осадками — они занимают место геофизического «базальтового» слоя.

Аналогичные образования обнаружены также в пределах бывших эвгеосинклинальных зон континентов и в пределах внутренних частей океанов, что позволяет искать аналогии между этими категориями структур (⁶, ¹¹, ¹²).

В Среднеземноморском альпийском поясе, в палеозоидах Сибири и Урала, как и в других складчатых сооружениях, эвгеосинклинальный этап развития разделяется нами на две стадии — океаническую и переходную (⁴). Для разреза эвгеосинклиналей океанической стадии характерно наличие метабазитового фундамента, выше которого лежат спилиты, диабазы, кремнистые и карбонатно-глинистые глубокоководные породы. Встречаются крупные массивы рифогенных известняков.

В большинстве геосинклинальных областей отложения океанической стадии сменяются андезитовыми и граувакково-флишоподными толщами (¹), характеризующими переходную стадию эвгеосинклинального этапа развития.

В течение этой стадии происходит рост «базальтового» и появление «гранитного» слоя земной коры. Если увеличение мощности «базальтового» слоя может быть объяснено как тектоническим скупиванием, так и процессами дифференциации вещества, то появление «гранитного» слоя, по всей видимости, следует связывать с метаморфизмом и привносом кремнезема и щелочей из недр Земли. Легко видеть, что переходная стадия развития эвгеосинклинальных областей геологического прошлого имеет большое сходство с системой островных дуг и краевых морей западной части Тихого океана. Земная кора системы островных дуг и краевых морей характеризуется прерывистым распространением «гранитного» слоя и мощным слоем консолидированных осадков. Такой тип коры многие геофизики называют переходным, в отличие от собственно континентального и океанического.

В пределах Тихого океана океаническая стадия сменяется переходной не только во времени, но и в пространстве. Для альпийского цикла эта смена происходит приблизительно по «андезитовой» линии. К западу от нее мы видим типичную переходную зону с широким развитием в третичном периоде флишоподных и андезитовых формаций. К востоку от андезитовой линии третичные отложения сменяются базальтоидными вулканитами с телами рифовых известняков. Эти отложения латерально сменяются глубокоководными пелагическими глинисто-кремнисто-карбонатными образованиями. Именно такие формации характерны для ранних стадий развития эвгеосинклиналей геологического прошлого. Если мы примем также, что ультрабазит-габбро-амфиболитовая ассоциация горных пород геологического прошлого соответствует третьему слою и верхней мантии современных океанов, то эволюция океанической коры и превращение ее в кору континентальную станет значительно яснее.

При такой постановке вопроса крайне важное значение приобретает детальное изучение комплекса меланократовых метаморфид, и в первую очередь выяснение его возраста. Дело в том, что в разных частях запада Тихого океана меланократовые метаморфиды перекрываются разными по возрасту толщами, преимущественно мезо-кайнозойского возраста. В то же время имеющиеся немногочисленные радиометрические определения ультрабазитов свидетельствуют об их достаточно древнем возрасте. Так, например, по данным Rb — Sr-метода возраст ультраосновных пород Новой Каледонии оказывается равным 730 млн лет (¹⁶). Вместе с тем, породы «базальтового» слоя очень тесно связаны с ультрабазитами. Сле-

довательно, вопрос заключается в том, насколько оторваны во времени процессы их становления от образования ультраосновных пород. Не исключено, что и породы «базальтового» слоя могут иметь древний возраст, который, кстати, известен в зоне Куросегава, где для амфиболитов приводятся значения 406—424 млн лет ⁽¹⁵⁾. Можно думать, что время образования пород фундамента значительно более древнее, чем возраст формирования вышележащих вулканогенно-осадочных серий. Об этом нам говорит длительная история метаморфизма пород фундамента и очень специфичный характер их деформаций (катаклиз, милонитизация и т. д.). Однако, если комплекс пород фундамента островных дуг имеет древний возраст, остается трудно объяснимым тот перерыв в отложениях, который наблюдается между этими породами и перекрывающими их отложениями мезозоя и кайнозоя во многих островных дугах и складчатых областях. Этот факт безусловно нуждается в своем объяснении.

Таким образом, мы видим, что одной из основных проблем геологии зон перехода от континента к океану в настоящий момент является изучение пород меланократового фундамента островных дуг.

Геологический институт
Академии наук СССР
Москва

Поступило
4 X 1971

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Н. А. Богданов, Геотектоника, № 2 (1969). ² Геологическое развитие Японских островов, М., 1968. ³ Б. К. Долматов, М. Ю. Хотин, Советская геология, № 7, 1969. ⁴ А. Б. Дергунов, Н. С. Зайцев и др., В кн. Проблемы теоретической и региональной тектоники, «Наука», 1971. ⁵ А. А. Ефимов, Л. П. Ефимова, Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, в. 13, М., 1967. ⁶ А. Л. Книппер, Геотектоника, № 2 (1970). ⁷ М. С. Марков, Геотектоника, № 2 (1970). ⁸ М. С. Марков, В. А. Селиверстов и др., Геотектоника, № 5 (1969). ⁹ В. Ф. Морковкина, Тр. Инст. геол. рудн. месторожд., петрогр., минерал. и геохим. АН СССР, в. 77 (1962). ¹⁰ В. Ф. Морковкина, С. И. Гаврилова, Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1968 г. Тр. ИГЕМ, М., 1969. ¹¹ А. В. Пейве, Геотектоника, № 4 (1969). ¹² А. В. Пейве, Н. А. Штрейс и др., ДАН, 196, № 3 (1971). ¹³ P. J. Coleman, J. C. Grover et al., Geol. Surv. Brit. Sol. Isl., Rep. №№ 28—29 (1965). ¹⁴ H. L. Davies, XXIII Intern. Geol. Congress, 1, 1968. ¹⁵ T. Matsumoto, M. Jamaguchi et al., Canad. J. Earth. Sci., № 5 (1968). ¹⁶ G. Roede, MIT, Twelfth Annual Progress Report, dec., 1964.