

УДК 551.243:552.311(470.5)

ГЕОЛОГИЯ

М. А. КАМАЛЕТДИНОВ, Т. Т. КАЗАНЦЕВА

К ВОПРОСУ О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

(Представлено академиком А. В. Пейве 27 VII 1973)

В последние годы появились и широко распространились представления о тектоническом характере внедрения ультраосновных пород в вышележащие образования в твердом состоянии. Эта точка зрения, являющаяся наиболее обоснованной и отвечающей накопившемуся по этому вопросу фактическому материалу, подтверждается и данными бурения в океанах, где установлено совершенно определенное стратиграфическое положение гипербазитов в разрезе — они здесь слагают фундамент океанической коры, залегая ниже габброидов и вулканогенно-осадочных серий чехла (^{4, 5, 8, 9}). Исходя из принципа актуализма, многие исследователи справедливо предполагают, что и в древних эвгеосинклиналях, аналогами которых являются современные океаны, гипербазиты не интрутировали в вышележащие толщи, а подстилали их в виде мощного твердого слоя. В дальнейшем породы этого слоя тектонически внедрялись в вулканогенно-осадочные толщи более молодого возраста.

Однако механизм этого внедрения разными авторами рассматривается по-разному. Одни исследователи предполагают, что гипербазиты образуют крупные антиклинальные или горстовые поднятия, другие — грандиозные протрузии или оторванные и выжатые вверх блоки. Например, ультраосновные породы гор Крака С. В. Москалева считает мантинным слоем, обнажающимся в ядрах крупнейших антиклиналей, достигающих поверхности Земли (³). В. В. Эз, Д. Е. Гафт и Б. И. Кузнецов (⁷) полагают, что структура гор Крака представляет собой вертикально поднятый по глубинным разломам горст неправильных очертаний, в ядре которого обнажаются ультраосновные породы. Аналогичное происхождение приписывается разными авторами и другим гипербазитовым массивам.

Мы уже неоднократно отмечали ошибочность подобных представлений о структуре ультраосновных пород Урала (⁽²⁾ и др.). Они не подтверждаются новейшими полевыми исследованиями и данными геофизики. Очевидно, в условиях интенсивного горизонтального сжатия, формирующего многоэтажные покровные структуры складчатых областей, гипербазиты не могут быть выведены на поверхность в ядрах антиклинальных поднятий непосредственно из мантии. В противном случае нам пришлось бы признать существование здесь антиклиналей высотой до 40–80 км, имеющих крайне небольшие размеры в поперечнике. Такие структуры, по образному выражению Г. А. Смирнова, должны были бы иметь вид фабричных труб, торчащих из мантии и прорывающихся мощную серию горизонтально наслоенных шарьяжных пластин. Отсутствие в природе подобных структур доказывается всей суммой геологических и геофизических наблюдений.

Некоторые исследователи (^{11–15}) полагают, что гипербазиты, отрываясь в виде глыб и блоков от верхней мантии, тектонически внедряются в виде протрузий в верхние слои земной коры. Считается, что такое внедрение происходит в конце орогенеза по крупным разрывам и зонам дробления, достигающим верхней мантии. Однако едва ли можно допустить возникновение разломов, подводящих протрузии гипербазитов из мантии непосред-

ственno к земной поверхности в конце орогенеза, когда завершается формирование шарьяжной структуры складчатой области. Тем более сомнительным кажется этот процесс, если учесть, что ультраосновные породы часто образуют разрозненные массивы изометричной формы, как бы разбросанные в беспорядке по обширной площади. Если даже признать существование таких разломов, трудно объяснить механизм, с помощью которого тяжелая ультраосновная масса может быть поднята с больших глубин на вершины высоких горных хребтов.

X. Хесс считает, что твердые серпентинитовые тела могут проникать в вышележащие осадочные образования, двигаясь примерно так же, как дынное семечко, сжимаемое между пальцами (¹⁰). Предполагается, что при боковом сжатии линзочки серпентинитов будут протыкать породы кровли и устремляться вверх, в область меньших давлений. Между тем, геологические данные не позволяют признать существенное значение этого процесса в формировании серпентинитовых поясов. Действительно, серпентиниты почти никогда не встречаются в чистом виде, а, как правило, ассоциируют с другими породами офиолитового ряда — габброидами и кремнистыми сланцами. Кроме того, среди офиолитов часто встречаются экзотические отторженцы пород из других формационных зон.

Например, в серпентинитовом меланже гор Крака присутствуют породы Уралтауской и Магнитогорской зон. В Сакмарском меланже силурийские отложения, слагающие многочисленные аллохтонные блоки, представлены четырьмя одновозрастными, но фациально различными типами разрезов осадочных и вулканогенно-осадочных пород. «Разложение» этих блоков при палеогеографических реконструкциях показывает, что поперечник Сакмарской зоны, ранее составлявший не менее 100 км, в настоящее время сократился более чем в 4 раза. Экзотические отторженцы известняков, доломитов, песчаников, конгломератов, мраморов и других пород встречаются местами в большом количестве в зонах меланжа Малого Кавказа и Альп (⁴), Тянь-Шаня (⁶) и в других складчатых областях.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что механизм внедрения серпентинитов не может быть объяснен простым протыканием этими породами вышележащих толщ ни в виде антиклиналей или горстов, ни в форме мощных прорезей или «дынных семечек». Присутствие в серпентинитах экзотических отторженцев из различных фациальных зон исключает возможность толковать их как ксенолиты, захваченные магмой при интрузировании в вышележащие породы. Этот вывод весьма убедительно подтверждается и отсутствием высокотермального воздействия со стороны вмещающих ультрабазитов на отторженцы, а также тем, что последние часто имеют очень крупные размеры и встречаются в большом количестве. Нередко в меланже масса включений в несколько раз превышает объем серпентинитов. Эти данные не встречают возражений лишь в том случае, если признать, что серпентиниты и офиолиты здесь слагают крупные шарьяжные пластины, испытавшие громадные латеральные перемещения.

Аллохтонное залегание офиолитов, генетически связанное с образованием тектонических покровов, сейчас достаточно надежно устанавливается во многих складчатых областях. По существу, нигде в пределах геосинклинальных поясов не известно выходов гипербазитов и офиолитов, автохтонное залегание которых было бы надежно доказано. Более того, имеющиеся материалы по истории развития складчатых областей убедительно свидетельствуют о том, что аллохтонное залегание этих пород — не случайное, а, напротив, совершенно закономерное и даже обязательное явление. Действительно, развитие геосинклиналей вплоть до их замыкания сводится к длительному и закономерному процессу формирования и наращивания мощности синклинального слоя. Толщина надмантийной части земной коры вначале не превышает 4—5 км; именно такая цифра характеризует мощность разреза в современных океанах, что хорошо согласуется и с палеогеографическими данными для древних эвгеосинклинальных бассейнов.

К концу орогенеза мощность сиалической коры возрастает до 60–80 км. Главным механизмом в этом процессе является тектоническое скучивание пород в результате их многократного и длительного шартирования в условиях мощного латерального сжатия. Скучивание огромных масс горных пород приводит к образованию крупнейших тектонических линз, под колоссальным весом которых поверхность мантии глубоко погружается. В гипербазитовом слое формируются прогибы, получившие в геологической литературе название «корней гор».

Судя по данным геофизических исследований, глубина залегания гипербазитового субстрата составляет под каледонидами 35–45 км, под варисцидами 40–50, под альпинидами 60–75. В то же время, под древними щитами и платформами эта поверхность располагается не глубже 30–40 км, а в океанах 8–12 км ⁽¹⁾. Следовательно, погружение поверхности мантии под складчатыми областями является одной из наиболее общих и важных особенностей строения орогенных поясов земного шара. Между тем, хорошо известно, что именно в складчатых областях гипербазиты широко распространены на поверхности. Значительные массы этих пород вскрываются на самых различных гипсометрических уровнях, как бы переслаивая складчатое сооружение от его основания до вершины. Поэтому ультраосновные породы одинаково широко встречаются в геосинклиналях альпийского, варисского и каледонского возраста, имеющих разные глубины денудационного среза. Столь широкое распространение гипербазитов в горных областях, очевидно, можно объяснить лишь их повсеместным аллохтонным залеганием, не связанным корнями непосредственно со структурой верхней мантии, погруженной здесь на большую глубину.

Данные по геологии Урала и других складчатых областей, а также по строению современных океанов позволяют представить этот процесс в следующем виде.

Располагаясь в начале геосинклинального развития на глубинах, не превышающих 10–15 км, и в условиях температур не более 500° ⁽¹⁰⁾, что отвечает нерасплавленному, твердому состоянию гипербазитов, они первыми же шарьяжами выводятся на более высокие гипсометрические уровни, где вместе с вышележащими толщами слагают крупные целиковые блоки или тектонически перемешиваются с габброидами и эфузивно-осадочными сериями, формируя мощные офиолитовые тектониты — меланж. Образуются островные дуги — первые крупные дислокации океанической коры.

Сerpентиниты и офиолиты, как известно, обычны для островных дуг современных океанов. Широко распространены эти породы на Кубе, в Пуэрто-Рико, в Японии, на Алеутских островах (о-ва Шумагина — Кадьяк), в Восточных Филиппинах, на Соломоновых островах, в Новой Каледонии, в Новой Зеландии и других островных дугах.

Продолжающиеся процессы сжатия земной коры ведут к дальнейшему тектоническому скучиванию глубоководных пород, слагающих дно геосинклинального бассейна, образованию новых островных дуг, росту и слиянию уже существующих. Формируются крупные участки суши и горные хребты, за счет размыва которых образуются мощные толщи флиша, конгломератов и олистостром с обломками офиолитов. Благодаря высокой пластичности, гипербазиты существенно облегчают процессы дальнейшего шартирования и тектонического скучивания пород, играя роль своеобразной пластичной смазки. Можно предполагать, что присутствие пластичных пород в основании шарьяжных пластин обеспечивает их дальнейшее унаследованное развитие. В течение длительного геологического времени аллохтонные массивы гипербазитов путем многократного шартирования постепенно поднимаются все выше и выше, слагая к концу орогенного цикла склоны и вершины горных хребтов. Местами они выжимаются в виде протрузий по многочисленным трещинам и разломам, возникающим при складчатых движениях. Однако, хотя залегание гипербазитов в форме

антиклиналей и протрузий и имеет место, эти дислокации резко подчинены более крупным аллохтонным пластинам. Практически они представляют собой лишь вторичные структурные осложнения шарьяжных покровов и не имеют сколь-нибудь заметного самостоятельного значения. Вследствие большей плотности гипербазитов по отношению к вмещающим породам, они не могут образовывать крупные диапиры и штоки, какие, например, свойственны солям, гипсам и другим легким пластичным породам.

Институт геологии
Башкирского филиала Академии наук СССР
Уфа

Поступило
7 VII 1973

Геологическая партия
Стерлитамакской геолого-поисковой конторы

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Р. М. Деменицкая, Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным, М., 1961. ² М. А. Камалетдинов, Т. Т. Казанцева, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 45/4 (1970). ³ С. В. Москалев, Проблема верхней мантии на Урале. В кн. Глубинное строение Урала, «Наука», 1968. ⁴ А. В. Пейве, Геотектоника, № 4 (1969). ⁵ А. В. Пейве, Н. А. Штрейс и др., Сборн. Проблемы теоретической и региональной тектоники, Изд. «Наука», 1971. ⁶ Ш. Ш. Сабдошев, Р. Р. Усманов, Геотектоника, № 5 (1971). ⁷ В. В. Эз, Д. Е. Гафт, Б. И. Кузнецов, Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклиниория Южного Урала, «Наука», 1965. ⁸ H. L. Davies, Papuan Ultramafic Belt. XXIII Intern. Geol. Congress, v. 1, 1968. ⁹ J. Hermes, Geol. en Mijnbouw, v. 47 (2) (1968). ¹⁰ H. H. Hess, Geol. Soc. Am. Spec. Paper, v. 62, 391 (1955). ¹¹ E. J. Olsen, Am. Sci., v. 259, № 5 (1961). ¹² O. Renz, G. W. Werspyck, Geol. en Mijnbouw, v. 41, № 7 (1962). ¹³ W. P. De Roever, Geol. Rundschau, B. 46, 137 (1957). ¹⁴ Fr. Rost, Freiberger Forschungsh., C-58, Berlin, 1959. ¹⁵ H. Sorensen, Medd. Grönland, 135, № 4 (1954).