

УДК 551.224

ГЕОЛОГИЯ

НГУЕН ДИНЬ КАТ

КЛАССИФИКАЦИЯ ШОВНЫХ ЗОН ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

(Представлено академиком А. В. Пейве 4 VI 1971)

Учение о глубинных разломах впервые четко обосновано советским ученым А. В. Пейве ⁽¹⁾. В дальнейшем оно существенно развито М. В. Муратовым ^(2, 3), А. В. Пейве ^(4, 5), В. Е. Хаиним ⁽⁶⁾, Н. С. Шатским ⁽⁷⁾, А. Л. Яншиным ⁽⁸⁾, Н. А. Штрейсом ⁽⁹⁾, Д. С. Кизевальтером ⁽¹⁰⁾, А. Е. Михайловым ⁽¹¹⁾, А. И. Суворовым ⁽¹²⁾ и др.

Шовные зоны являются важным поверхностным структурным выражением глубинных разломов. Они могут быть представлены шовными

антиклиналями, шовными синклиналями, горст - антиклиналями, грабен - синклиналями, горстами, грабенами, тектоническими клиньями, крупными вертикальными флексурами, зонами расслаивания и смятия. Короче говоря, шовные зоны — это узкие зоны поднятий или опусканий, ограниченные двумя парными глубинными разломами и разделяющие различные по строению и истории блоки земной коры: древние и молодые платформы, геосинклинальные прогибы, срединные массивы и т. д. Наиболее важные из них — границы между платформами и геосинклинальными поясами (рис. 1).

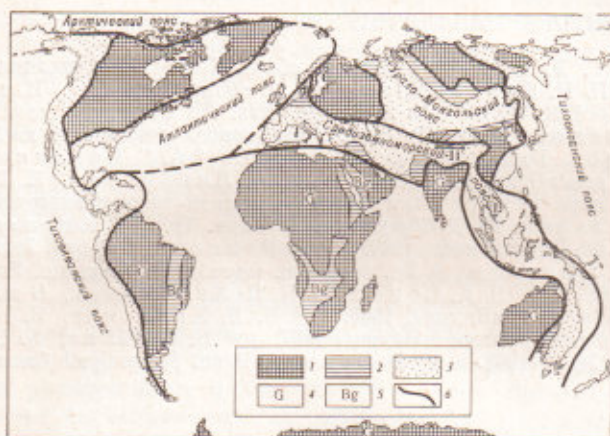


Рис. 1. Распространение байкальских складчатостей и главные шовные зоны глубинных разломов земной коры. Составлено по схемам и данным М. В. Муратова. 1 — древние дорифейские платформы нерасчлененные, 2 — байкалиды, 3 — байкальское основание складчатых поясов, 4 — Гондвана, 5 — внутригондванские байкалиды, 6 — главные шовные зоны глубинных разломов, разделяющие складчатые пояса. I — Индокитайский срединный массив, II — Тибетский срединный массив

Из сказанного следует, что складчатые пояса, авлакогены, рифты, океанические глубокие желоба тоже принадлежат к шовным зонам. Правда, складчатые пояса в действительности являются зонами дробления планетарного масштаба. Но поскольку эти структуры уже прочно вошли в тектоническую терминологию, автор полагает, что термин «шовная зона» целесообразно сохранить за узкими зонами глубинных разломов.

Следует отметить, что все разломы, наблюдающиеся по обоим бокам шовой зоны или находящиеся внутри нее, на глубине, по-видимому, соединяются в один разлом, который является настоящим глубинным. Таким образом, глубинный разлом — не линия, а зона.

Зависимость движений в шовных зонах от направления движений в смежных блоках хорошо изучена Е. Е. Милановским⁽¹²⁾, показавшим, что поведение шовных зон определяется общей тектонической обстановкой. Он полагает⁽¹³⁾, что оседание в шовной зоне, сопровождающее поднятие смежных блоков, по-видимому, связано с явлениями растяжения в пределах участка земной коры, испытывающего поднятия.

В связи с отсутствием классификации шовных зон автор предлагает разделять их на три следующих типа:

1. Шовные зоны сбросового типа — поверхностное структурное выражение глубинных сбросов. Их тектонотипом может служить шовная зона Конвой.

2. Шовные зоны надвигового типа — поверхностное структурное выражение глубинных надвигов. К их числу следует относить шовную зону Раонай.

3. Шовные зоны сдвигового типа — поверхностное структурное выражение глубинных сдвигов. Примером является известная шовная зона Дьенбьен. Короче их можно называть шовными зонами глубинных сбросов, надвигов и сдвигов.

Ниже приведена краткая характеристика представителей этих трех типов шовных зон.

Шовная зона сбросового типа Конвой представляет собой одну из крупнейших и выразительнейших шовных зон земной коры^(14, 15). С юго-запада она примыкает к краевому шву Шонгтяй (рис. 2) и ограничена глубинным разломом Красной реки. К одноименным глубинным разломам приурочены речные долины рек Красной и Шонгтяй.

Следует отметить, что шовная зона Конвой поднимается в виде горста и еще сохраняет свой подвижный характер. В неотектоническом этапе она образовала горный хребет Конвой, а в последние десять лет произошло два землетрясения, сила которых достигала 5—8 баллов, — общеизвестно, что к числу важных геофизических признаков глубинных разломов относятся линейные зоны очагов глубоких землетрясений.

Ширина шовной зоны Конвой 12—17 км. Сильно метаморфизованные породы представлены мигматитами, амфиболитами, двуслюдяными гнейсами, биотитовыми плагногнейсами с прослоями мраморов. К этому комплексу Ж. Фромаже⁽¹⁶⁾ применил термин «древнего кристаллического комплекса Красной реки» и предполагал архейский возраст этих пород. К его мнению присоединяются А. Е. Довжиков и др.⁽¹⁷⁾. Изучая геологию ДРВ и сравнивая ее с данными региональной геологии Китая⁽¹⁸⁾, автор настоящей статьи предполагает⁽¹⁹⁾, что этот метаморфический

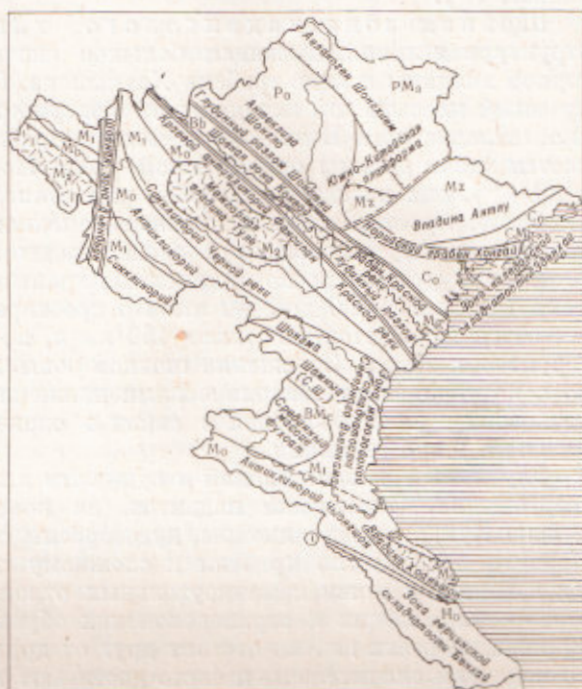


Рис. 2. Схема тектонического районирования и главные шовные зоны глубинных разломов Северного Вьетнама. 1 — шовная зона Раонай

комплекс имеет рифейский (синийский) возраст. Породы его близки по составу метаморфическим рифейским образованиям байкальского основания мезозойской складчатой области Северного Вьетнама и Индокитая вообще ⁽¹⁸⁾. Сбросовая природа этой шовной зоны была описана нами раньше ⁽¹⁴⁾.

Шовная зона надвигового типа Раонай — это важная структурная линия, имеющая большое значение в формировании межгорной впадины в виде грабена Хоаньшона. Она является границей между зоной мезозойской складчатости Северного Вьетнама и зоной герцинской складчатости Бенхай. Она четко выражена в рельефе и прослеживается вдоль долины одноименной реки. По данным А. Е. Довжикова и др. ⁽¹⁷⁾, она представляет собой ряд кулисообразных круто падающих разломов, простирающихся в северо-западном направлении от морского побережья. Внутри указанной зоны породы интенсивно дислоцированы. К ней приурочены резко удлиненные гранитные массивы. Ширина зоны меняется от 1,5—2,0 до 5—7 км. По простиранию зона отчетливо прослеживается на расстоянии около 150 км и, по-видимому, продолжается на территории Лаоса. Заложение шовной зоны Раонай, по-видимому, связано с интенсивными тектоническими движениями, происходившим в конце девона — начале карбона в связи с окончанием главного геосинклинального этапа герцинид.

Глубинный разлом Раонай в сущности является шовной зоной надвигового типа. Сместители надвигов, на поверхности наблюдающиеся в районе Куйдат, криволинейны, дугообразны с наклоном к северо-востоку. Надвиги повсеместно привели к сложному соприкосновению толщ среднедевонских и нижнекаменноугольных отложений, а в некоторых местах — силурийских и верхнедевонских образований, которые в ненарушенных разрезах далеко отстоят друг от друга. Амплитуды перемещений по надвигам значительны и часто достигают многих сотен метров, а в некоторых местах, по-видимому, нескольких километров. К этим надвигам нередко приурочены гранитные массивы, образованные телами нескольких генераций. Это свидетельствует о длительности развития.

Шовная зона сдвигового типа Дьенбьен выделена автором ⁽¹⁴⁾ как глубинный сдвиг. Как известно, сдвиги характеризуются крутонападающими плоскостями сместителей, вдоль которых при помощи тангенциальных сил происходили заметные продольные (параллельные простиранию) перемещения. Путем составления разрезов ⁽¹⁴⁾ мы получили величины перемещения по этому сдвигу не менее чем на 85—110 км. При приближении к разлому складчатые и разрывные структуры изгибаются навстречу друг другу в противоположных крыльях разлома. В целом на геологической карте Северного Вьетнама мы видим как бы вертикальную флексуру, сопровождающую глубинный сдвиг Дьенбьен и разорванную им.

Глубинный сдвиг Дьенбьен протягивается на 500 км и имеет субмеридиальное направление, которое совпадает с простиранием крупных сдвигов земной коры. Он соединяется с шовной зоной Конвой на территории Китая. На юге, по-видимому, он соединяется с глубинным разломом, отделяющим срединный Индокитайский массив от Бирманской складчатой системы мезозойского периода.

Здесь приведено описание сдвига Дьенбьен по данным 150-километрового отрезка его в Северном Вьетнаме. Линия сдвига на этой территории прямолинейна, а его плоскость здесь вертикальна или близка к вертикальной. В обоих крыльях сдвига Дьенбьен развиты сопоставимые палеозойские и мезозойские образования. При этом, слагая крылья разлома, они имеют отчетливо выраженное в плане зональное строение, а ориентировка этих зон почти перпендикулярна к простиранию сдвига. Все идентичные литологические комплексы, подходящие к разлому с одной стороны, продолжают в его противоположном крыле, будучи сдвинуты вдоль

линии разлома на значительное расстояние. Западное крыло глубинного сдвига Дьенбьен подвергалось относительно перемещению на северное направление. Значит, этот разлом — правый глубинный сдвиг.*

Сдвиг Дьенбьен, по-видимому, образовался и развивался в результате напряжений, вызванных сжатием в меридиональном и растяжением в широтном направлениях. В результате растяжения по сдвигу образуется шовный прогиб шириной 0,5—1,5 км, выполненный в основном триасовыми отложениями.

Амплитуда сдвига Дьенбьен тем больше, чем по более древним отложениям она определена. По среднедевонским образованиям, обнаруженным на западном крыле в районе Лайтяу Вьетнама, а на восточном крыле — в Лаосе, она равна 150 км, по каменноугольным и пермским 130 км, по нижнетриасовым 120 км, по верхнетриасовым 110 км. Последние, являющиеся угленосной толщей Шуойбанг норийского возраста, обнаружены на западном крыле сдвига вдоль верховья Черной реки, а на южном крыле они наблюдаются в районе Дьенбьенфу и простираются в юго-восточном направлении.

На основе геологических данных, учитывая, что все линейные тектонические элементы Северо-Вьетнамской складчатой системы утыкаются в этот шов⁽²⁰⁾, автор⁽¹⁵⁾ предполагает, что данный глубинный сдвиг заложился в конце байкальской складчатости, т. е. в конце рифея (сини). Следует отметить, что все разломы, пересекающие мезозойскую складчатую систему Северного Вьетнама, имеют тенденцию изгибаться по направлению к сдвигу Дьенбьен и подходят к нему так постепенно, что кажутся его ответвлениями, при этом по обоим крыльям шва Дьенбьен наблюдаются многочисленные складки волочения, сопутствующие сдвигу.

Итак, шовная зона Дьенбьен является самым крупным глубинным сдвигом в Юго-Восточной Азии. По своей величине она не уступает сдвигу Сан-Андреас в Северной Америке и Таласо-Ферганскому сдвигу в Тянь-Шане.

В заключение автор выражает глубокую благодарность чл.-корр. АН СССР М. В. Муратову за ценные указания, акад. В. В. Меннеру, А. В. Пейве и А. Л. Яншину, а также Ю. М. Пуцаровскому, В. Е. Хаину, Д. С. Кизевальтеру, А. Е. Михайлову и Н. А. Штрейсу — за обсуждение результатов, И. М. Дубинскому и П. И. Баркову — за помощь в подготовке рисунков и В. И. Кравченко за поддержку в работе.

Московский геологоразведочный институт
им. С. Орджоникидзе

Поступило
26 IV 1970

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ А. В. Пейве, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5 (1945). М. В. Муратов, Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и отдельных стран, Изд. АН СССР, 1949. ² М. В. Муратов, Геотектоника, № 2 (1969). ³ А. В. Пейве, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1 (1956). ⁴ А. В. Пейве, Геотектоника, № 5 (1967). ⁵ В. Е. Хаин, Изв. высш. учебн. завед., Геология и разведка, № 3 (1963). ⁶ Н. С. Шатский, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5 (1947). ⁷ А. Л. Яншин, Геотектоника, № 4 (1965). ⁸ Н. А. Штрейс, Тектоника СССР, 3, Изд. АН СССР, 1951. ⁹ Д. С. Кизевальтер, Изв. АН СССР, сер. геол., № 6 (1948). ¹⁰ А. Е. Михайлов, Сов. геол., № 10 (1960). ¹¹ А. И. Суворов, Изв. АН СССР, сер. геол., № 9 (1969). ¹² Е. Е. Милаковский, Сов. геол., № 6 (1962). ¹³ Нгуен Динь Кат, Геотектоника, № 4 (1969). ¹⁴ Нгуен Динь Кат, Изв. АН СССР, сер. геол., № 4 (1971). ¹⁵ Ж. Фромаже, Тр. XVIII Международн. геол. конгр., 2, 1937. ¹⁶ Геология Северного Вьетнама, А. Е. Довжиков (ред.), Ханой, 1965. ¹⁷ Региональная геология Китая, ИЛ, 1960. ¹⁸ Нгуен Динь Кат, Геотектоника, № 2 (1971). ¹⁹ Ю. М. Пуцаровский, Геотектоника, № 5 (1965).

* Как правило, правыми называются сдвиги, крылья которых переместились по часовой стрелке. Левыми называются сдвиги с перемещением против часовой стрелки.