

Е. И. ПАТАЛАХА, А. И. ПОЛЯКОВ

СПОСОБ КОЛИЧЕСТВЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЯЗКОСТНЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД В СКЛАДКООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССАХ

(Представлено академиком А. В. Пейве 22 II 1973)

В длительных тектонических процессах, подобных складкообразовательным, вязкостные свойства горных пород являются определяющими. Знание их абсолютных значений открывает возможность использования количественных физических методов для анализа тектонических процессов. Вариации вязкости от породы к породе порождают возникновение разнообразных структур: складок изгиба, течения, нагнетания, флексур, будиважа и др. Существенно, что абсолютные значения вязкости при этом решающей роли не играют, а все многообразие структурных форм (малых пастыльков, что влиянием сил гравитации можно пренебречь) определяется лишь относительными вязкостями пород, т. е. их вязкостной контрастностью. Поэтому естественно стремление выявлять вязкостную контрастность, запечатленную в структурных формах, непосредственно по самим структурам. Попытки такого рода уже предпринимались. Так, В. Чапл и Дж. Шервин⁽¹⁾ предложили методику определения относительных вязкостей пород по наблюдениям за птигматитовыми складками, Бриан Бэйли⁽²⁾ — по замерам параметров шевронных складок. В настоящем сообщении предлагается способ определения вязкостной контрастности, основанный на явлении преломления (рефракции) кливажа в складчатой структуре.

В процессе смятия в складки слоистых толщ, в общем случае, в них возникает кливаж осевой плоскости. Обоснованным считается, что складчатость, несущая такой кливаж, образуется вследствие продольного сжатия слоев. Однако понятие «кливаж осевой плоскости» в значительной степени собирательное. При ближайшем его рассмотрении в деталях оказывается, что плоскости кливажа не всегда строго параллельно следуют осевым плоскостям складок. Параллельные соотношения устанавливаются только в тех случаях, когда слоистая среда отличается достаточной однородностью. При наличии же в толщах прослоев существенно иных свойств, как показывают полевые наблюдения, в них отмечаются отклонения кливажных плоскостей от «нормального» положения: в слоях пониженной вязкости — в сторону совмещения с плоскостью слоя (прямой веерообразный кливаж), в слоях повышенной, наоборот, — в сторону совмещения с нормалью к напластованию (обратный веерообразный кливаж). В случае многократного чередования слоев, контрастных по своим вязкостным свойствам, наблюдается эффектное явление преломления кливажных плоскостей при переходе из одного слоя в другой. И хотя это явление известно давно и неоднократно отмечалось в литературе⁽³⁻⁵⁾, сколько-нибудь последовательного рассмотрения и объяснения оно не находило. Очевидно, что для решения этого вопроса в первую очередь необходимо уяснить, что же такое сам по себе кливаж.

О происхождении кливажа существуют две альтернативные гипотезы⁽⁶⁾, трактующие кливаж либо как площадки, перпендикулярные максимальному сжимающему напряжению⁽⁷⁾, либо как плоскости скальва-

ния, отвечающие максимальным касательным напряжениям ⁽⁸⁾. Не останавливаясь подробно на этом вопросе, заметим лишь, что анализ напряженного состояния слоев растущих складок показывает несостоятельность гипотезы скалывания, а максимальные сжимающие напряжения, сами по себе, без ощутимых деформаций структуры вещества не меняют и к кливажу привести не могут. Авторы придерживаются точки зрения, согласно которой кливаж в физическом отношении представляет собой результат уплотнения породы, и его плоскости перпендикулярны главной деформации сжатия.

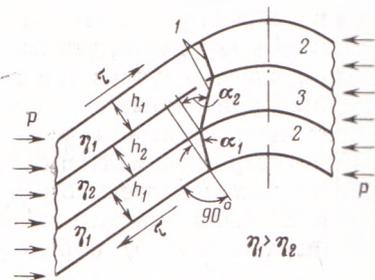


Рис. 1

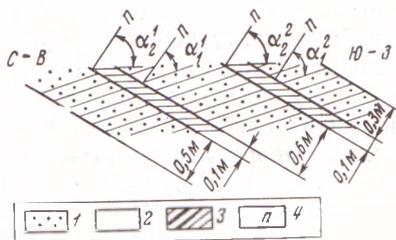


Рис. 2

Рис. 1. Фрагмент окладки: замок и часть крыла. 1 — кливажные плоскости, 2 — компетентные и 3 — некомпетентные слои вязкости

Рис. 2. Рефракция кливажа в слоях мелкозернистого песчаника и алевролита в крыле флексуры (Северо-Западный Каратау, р. Джанджеке, бешарыкская свита; разрез). 1 — мелкозернистый песчаник, 2 — алевролит, 3 — кливажные плоскости, 4 — нормали

Рассмотрим общий случай складкообразования в слоистой гетерогенной толще, находящейся под действием продольных сжимающих усилий P . Деформацию предполагаем плоской, вещество горных пород несжимаемым, а толщу состоящей из чередующихся компетентных и некомпетентных слоев вязкости η_1 и η_2 с соответствующими мощностями h_1 и h_2 (рис. 1). В первом приближении такую систему можно рассматривать как анизотропную пластину ⁽⁹⁾ с приведенной вязкостью на сдвиг

$$\eta_{\tau} = \eta_1 \eta_2 (h_1 + h_2) / (h_1 \eta_2 + h_2 \eta_1), \quad (1)$$

которая теряет устойчивость и при этом может образовывать как подобные, так и параллельные складки. Полевые наблюдения показывают, что складки в таких толщах подобные, без признаков межслоевого скольжения. Если пренебречь вязким сопротивлением изгибанию компетентных слоев, т. е. считать длину волны складок значительно превосходящей мощность слоя, зависимость между внешним сжимающим напряжением P и скоростью роста амплитуды подобных складок \dot{V}_0 , согласно результатам работы ⁽⁹⁾, будет следующей:

$$P V_0 = \eta_{\tau} \dot{V}_0, \quad (2)$$

где V_0 — амплитуда складки. Решение уравнения (2),

$$V_0 = V_{0н} \exp(tP/\eta_{\tau}), \quad (3)$$

где $V_{0н}$ — начальное отклонение слоя от идеально плоского, а t — время, свидетельствует о том, что прогиб во времени, при постоянных сжимающих усилиях, увеличивается экспоненциально. Это означает, что этап зарождения складок наиболее длителен и сопровождается максимальными деформациями укорочения слоев. Естественно предположить поэтому, что заложение кливажных плоскостей происходит именно на этом этапе. В процессе дальнейшего складкообразования кливажные плоскости разворачи-

ваются, причем очевидно (см. рис. 1), что

$$\operatorname{tg} \alpha_1 = \tau / \eta_1, \text{ а } \operatorname{tg} \alpha_2 = \tau / \eta_2. \quad (4)$$

Здесь τ — касательное напряжение вдоль слоистости, одинаковое в компетентных и некомпетентных слоях в силу закона парности касательных напряжений. Из выражений (4) следует отношение $\operatorname{tg} \alpha_1 / \operatorname{tg} \alpha_2 = \eta_2 / \eta_1$, или, что то же:

$$\operatorname{tg} \alpha_1 / \operatorname{tg} \alpha_2 = \eta_2 / \eta_1. \quad (5)$$

Таким образом, мы получили выражение, позволяющее определять относительные вязкости пород по наблюдаемым в природе углам отклонений кливажных плоскостей от нормали к слоистости. Легко видеть, что данное отношение (5) справедливо для более широкого класса случаев (не только подобные складки), в которых формирование кливажных плоскостей происходит на начальном этапе, а затем имеют место сдвиговые деформации (флексур, моноклинали и т. д.) Так, по замерам элементов залегания и углов падения кливажа в чередующихся слоях мелкозернистого песчаника и алевролита в крыле флексуры (рис. 2) были найдены $\alpha_1 = 45^\circ$ и $\alpha_2 = 58^\circ$, $\alpha_1 = 42^\circ$ и $\alpha_2 = 56^\circ$, а затем по выражению (5) определена вязкостная контрастность $\eta_1 / \eta_2 = 1,6 - 1,64$.

Систематические исследования вязкостных свойств пород были проведены нами в каледонидах Северо-Западного Каратау. Как известно, в основном они представлены чередующимися слоями алевролитовых сланцев и песчаников различной зернистости. Статистическая обработка данных по кембрию и ордовику (220 измерений) показала, что относительные вязкости алевролитов, мелкозернистых песчаников, среднезернистых песчаников и кремнистых сланцев проявляют удивительное постоянство во всех свитах и находятся в отношении 1 : (1,4—1,6) : (2,2—2,3) : (3—4).

Таким образом, слоистая толща миогеосинклинальной зоны Северо-Западного Каратау, несмотря на свою литологическую пестроту, оказывается весьма однородной по вязкостным свойствам, что представляет принципиальный теоретический интерес для постановки задач по механизму складкообразования в природных слоистых системах вообще. Достаточно напомнить, что все предшествующие работы по указанной проблеме опирались на чисто умозрительное допущение, что вязкостная контрастность чередующихся слоев измеряется как минимум двумя порядками.

В заключение следует отметить, что данный метод полевого определения относительной вязкости является весьма практичным и универсальным ввиду своей простоты и широкого развития явлений кливажа и рефракции в складчатых толщах.

Институт геологических наук
им. К. И. Сатпаева
Академии наук КазССР
Алма-Ата

Поступило
13 II 1973

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ J. Sherwin, W. M. Chapple, Am. J. Sci., v. 266, № 3 (1968). ² M. B. Bayly, Tectonophysics, 9 (1970). ³ И. В. Кириллова, Тр. Геофиз. инст. АН СССР, № 6 (133) (1949). ⁴ В. В. Белоусов, Структурная геология, М., 1971. ⁵ Е. И. Паралаза, Механизм возникновения структур течения в зонах смятия, Алма-Ата, 1970. ⁶ Г. Д. Ажгирей, Изв. АН СССР, сер. геол., № 11 (1967). ⁷ Ж. Гогель, Основы тектоники, М., 1969. ⁸ Гонсалес-Бонорино, Тр. XXI Международн. геол. конгр., в. 11, ИЛ, 1963. ⁹ M. A. Biot, Geol. Soc. Am. Bull., v. 76, № 2 (1965).