

В. Н. ШОЛПО

К МЕТОДИКЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ОЦЕНОК РЕЖИМА ВЕРТИКАЛЬНЫХ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

(Представлено академиком М. А. Садовским 5 VIII 1971)

Вертикальные движения земной коры — одно из важнейших проявлений эндогенных процессов на поверхности Земли. Поэтому режим этих движений всегда был одним из главных критериев для типизации тектонических зон, их классификации. Он может быть охарактеризован двумя мерами: интенсивностью, или величиной перемещения отдельных участков земной коры по вертикали за определенный отрезок времени, и контрастностью, т. е. различием в интенсивности вертикальных движений соседних участков, или блоков, земной коры один относительно другого. Первая мера, как это ясно из определения, соответствует скорости движений, вторая — градиентам скоростей.

Для анализа режима вертикальных тектонических движений геологи (с конца 30-х годов в нашей стране, после работ В. В. Белоусова по Большому Кавказу и по Русской платформе) располагают мощным средством — методом анализа фаций и мощностей отложений. Результаты исследования представляются в этом случае в виде серии карт фаций и мощностей отложений, что уже является количественной формой изображения данных. Однако в традиционной форме этот метод дает возможность анализировать вертикальные движения только для одного определенного интервала времени. Сопоставление режима движений одной и той же территории в разные отрезки времени может быть сделано только качественно, поскольку, как известно геологические реперы делят шкалу времени на не равные по продолжительности отрезки. Еще сложнее обстоит дело, когда мы хотим сравнить историю вертикальных движений разных тектонических зон, которые могут занимать очень разные по размеру и конфигурации площади.

В связи с этим неоднократно предпринимались попытки найти количественные критерии для оценки режима вертикальных движений с учетом продолжительности геологических отрезков времени (¹⁻⁴), как их дает шкала абсолютного возраста. Однако при этом всегда характеризовалась только одна из мер тектонического режима: либо интенсивность — скоростью, либо контрастность — градиентом скоростей. Кроме того, характеристика режима при этом основывалась на точечных значениях скорости или градиента скорости, полученных по максимальным мощностям отложений для данной территории, а хотелось бы получить изменение скорости на всей площади рассматриваемого региона и на этой основе проводить анализ.

Автором на примере анализа истории геологического развития Большого и Малого Кавказа была разработана специальная методика (^{6, 7}): карты мощностей отложений пересчитываются в карты скоростей осадконакопления или, поскольку мощность мы считаем соответствующей размеру прогибания, в карты скоростей прогибания. Способ пересчета карт достаточно прост и не требует специальных пояснений. Сравнение карт скоростей для различных этапов развития одной и той же территории уже будет более строгой и объективной операцией, чем сравнение карт равных мощностей. Но тем не менее остается задача оценки относительных размеров площадей, вовлеченных в прогибание той или иной интенсивности. Для этого измеряются площади, занятые на карте скоростей

различными интервалами скорости. По этим данным строятся графики распределения площади по интервалам скоростей. Чтобы данные для разных областей были сопоставимы, площади представляются в процентах к общей площади исследуемой области: $(\Delta S_i / S) \%$.

Форма этих графиков говорит о режиме движений — мере подвижности и степени дифференцированности территории: в случае геосинклинального режима кривая расплывается на широкий диапазон скоростей; обстановка, близкая к платформенной, дает график, сосредоточенный в узком интервале, как правило, в области низких скоростей. Эти же графики позволяют сделать дальнейшие шаги для получения более компактных характеристик режима движений. Достаточно просто может быть вычислена средняя скорость для отдельных интервалов времени, она должна определяться как средневзвешенная на площадь:

$$\bar{v} = \sum_{i=1}^n v_i \frac{\Delta S_i}{S}.$$

Кроме того, оказывается возможным определить дисперсию скорости

$$D = \frac{n}{n-1} \sum_{i=1}^n (v_i - \bar{v})^2 \frac{\Delta S_i}{S}$$

или квадратичное отклонение \sqrt{D} , чтобы получить меру рассеяния скоростей в той же размерности, что и скорость. Эта последняя характеристика вначале была условно принята за приближенную меру контрастности движений, хотя этот показатель не точно отвечает смыслу понятия контрастность. Предположим, если встречаются одинаковые по размерам площади и в их пределах одноименные интервалы скоростей в одном случае образуют одну ванну, а в другом две, но равновеликие первой, то для каждого геолога это будет выглядеть, как большая контрастность или большая дифференцированность движений во втором случае, хотя показатели \bar{v} и \sqrt{D} для обоих случаев имеют одинаковые значения, т. е. эти случаи оказываются неразличимыми.

Очевидно, необходимо ввести в расчет дополнительные параметры. Проще всего было бы каким-то образом ввести число «кусков», из которых складываются площадь ΔS_i для каждого данного интервала скоростей v_i . Но простое суммирование числа площадей дает неприемлемые результаты, так как размеры отдельных площадей, слагающих ΔS_i , изменяются в очень широких пределах. (На платформе часто встречаются случаи, когда почти вся площадь занята большой единой ванной в каком-то одном интервале скоростей, и это определяет ее облик и вес при вычислении \bar{v} и \sqrt{D} . Но при этом обычно есть еще целый ряд мелких ванн, которые в сумме не составляют и одной десятой доли площади большой ванны, но при числе площадей должны быть учтены.)

Поэтому вместо простого числа площадей предлагается показатель

$$M_i = \sum_{k=1}^N \left(\frac{\Delta S_{ik}}{\Delta S_i} \right)^{-2};$$

при $N = 1$, т. е. когда в каком-то интервале скоростей существует одна ванна, $M = 1$. Коэффициент, отражающий контрастность или дифференцированность движений, будет

$$K = \frac{\sum v_i \cdot (\Delta S_i / S) \cdot M_i}{\bar{v}} + \frac{\sqrt{D}}{\bar{v}}.$$

Первое слагаемое представляет собственно коэффициент дифференциации площади, учитывающий по интервалам скоростей число отдельных ванн, нормированное на площадь. Для того чтобы этот показатель был безразмерным, делим его на среднюю скорость \bar{v} для данного отрезка времени.

Второе слагаемое представляет обычный в статистике коэффициент изменчивости, оно однородно с первым и дополняет его. В целом, это несколько искусственно построенный коэффициент, который следует рассматривать только как формальный прием описания карты, а не отражение существа процесса.

С помощью предложенной методики была проанализирована история геологического развития Кавказа в альпийском цикле, причем было проведено сравнение между Большим и Малым Кавказом (⁶, ⁷), а также история развития Верхоянской геосинклинали (⁸). Оказалось возможным сравнить между собой по режиму вертикальных колебательных движений типичную альпийскую геосинклиналию область Кавказ, с характерной областью так называемых мезозойд, геосинклиналией Тихоокеанского сегмента земной коры. Получался существенно различный характер кривых скорости и дисперсии скоростей. Для Кавказа на этих кривых отчетливо выявилось три этапа развития в течение цикла — с резко повышенными значениями обоих показателей в начале и в конце цикла и со спокойным квазищитформенным режимом в средней части цикла, а в Верхоянье высокие показатели скорости и дисперсии скоростей постепенно, хотя и неравномерно, снижаются к концу геосинклиналию этапа развития, и область постепенно переходит к платформенному режиму. Эти различия в типе развития, в характере режима вертикальных движений, вероятно, тесно связаны с различиями в типе структур, образуемых деформированными осадками, и с различиями в проявлениях магматизма (⁸).

Усовершенствованная методика с вычислением коэффициента контрастности по предложенной в настоящей работе формуле была применена для анализа вертикальных тектонических движений за альпийский цикл развития в пределах Крыма, Кавказа и прилегающей к ним части эпигерцинской Скифской платформы. В качестве исходного материала использовались карты мощностей отложений, составленные под общей редакцией М. В. Муратова и Я. П. Маловицкого большим коллективом геологов для Комиссии по комплексному изучению Черноморской впадины, а также карты, составленные А. А. Сорским для Кавказа. Результаты измерений и расчетов показаны на графиках изменения \bar{v} и K в течение альпийского цикла для всех указанных областей (рис. 1). Кроме того, на графике (\bar{v} ; T) показано рассеяние скоростей и по данным А. Б. Ронова (⁵) нанесена кривая изменения скоростей прогибания для Русской платформы за тот же отрезок времени (сожалению, данные Ронова представлены в таком виде, что по ним нельзя вычислить \sqrt{D} и K).

Графики позволяют сделать следующие выводы:

1) Типичная альпийская геосинклиналию область (Кавказ) по абсолютному значению интенсивности и контрастности движений оказывается выше, чем остальные рассматриваемые области. На древней платформе значение средней скорости оказывается наименьшим. Молодая платформа и Крым имеют промежуточные значения между этими двумя крайними случаями. Характерно, что высокие значения скоростей одновременно сопровождаются и возрастанием дисперсии скоростей.

2) Для альпийской геосинклиналию характерны не только максимальные значения количественных оценок режима вертикальных движений, но и наибольший размах — амплитуда интенсивности в течение цикла — 0,08 мм/год. Древняя платформа имеет амплитуду скоростей за тот же отрезок времени 0,03 мм/год.

3) После этапа максимальной активности вертикальных колебательных движений в начале цикла (ранняя и средняя юра) в поздней юре наблюдается резкое снижение интенсивности и контрастности движений для всех областей. Начиная с поздней юры режим движений для Крыма и Скифской платформы становится сходным.

4) Показатель контрастности K для Кавказа обнаруживает ту же тенденцию, что и \bar{v} : высокие значения в начале и в конце цикла и относи-

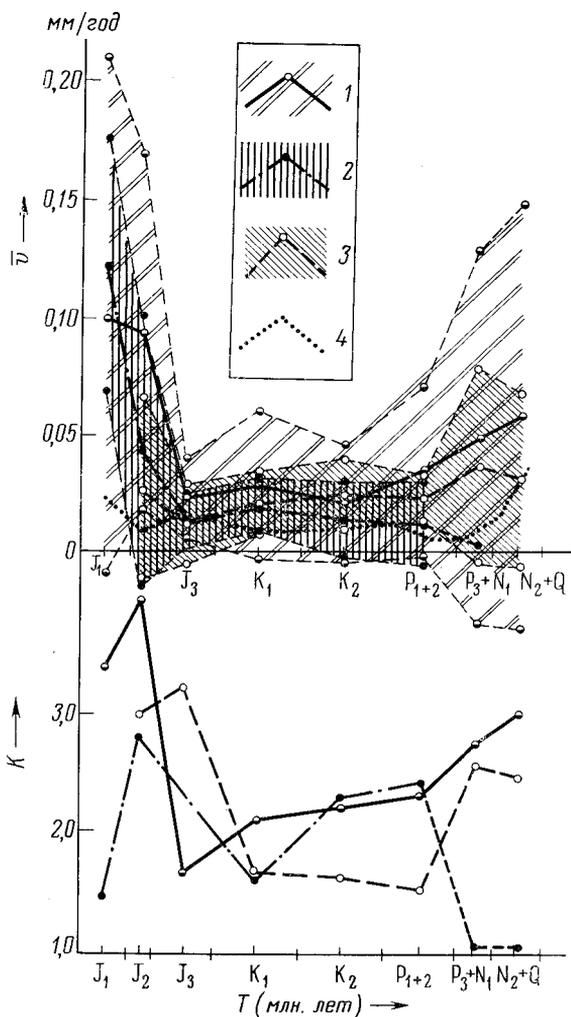


Рис. 1. Графики изменения за альпийский цикл развития: интенсивности вертикальных движений — средней скорости \bar{v} и контрастности вертикальных движений K : 1 — Кавказ, 2 — Крым, 3 — Скифская платформа, 4 — Русская платформа⁽⁵⁾. Штриховкой показаны дисперсии v для соответствующих областей

Представляется, что с помощью такой методики мы получаем возможность для классификации различных тектонических зон на количественной основе.

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта
Академии наук СССР
Москва

Поступило
11 VI 1971

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Л. А. Варданянц, Тр. Всесоюз. н.-и. геол. инст., в. 85 (1963). ² М. В. Гзовский, В. Н. Крестников, Г. И. Рейснер, Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8 (1959). ³ Г. И. Рейснер, Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9 (1960). ⁴ А. Б. Ронов, История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода), Изд. АН СССР, 1949. ⁵ А. Б. Ронов, А. А. Мигдисов, Н. В. Барская, Литол. и полезн. ископ., № 6 (1969). ⁶ В. Н. Шолпо, Сборн. Применение математических методов в геологии, Алма-Ата, 1968. ⁷ В. Н. Шолпо, Геотектоника, № 2 (1969). ⁸ В. Н. Шолпо, Сборн. Мезозойский тектогенез, Магадан, 1971.

тельно низкие в середине. Для Крыма характерно постепенное снижение контрастности в течение цикла и минимальные значения в конце. Некоторое повышение K в конце цикла для Скифской платформы объясняется тем, что на нее частично накладывается передовой прогиб Кавказа.

5) Ход изменения \bar{v} и K заставляет согласиться с мнением Я. П. Маловицкого, который на своей тектонической карте относит Крым не к альпийской геосинклинали, а выделяет его как область мезозойской складчатости.

Предлагаемая методика определения количественных параметров вертикальных колебательных движений ни в коей мере не заменяет самих карт фаций и мощностей отложенных и не делает более ясной историю развития какой-либо области. Наоборот, многие существенные детали теряются в полученных осредненных характеристиках. Но это, по-видимому, та цена, которую надо заплатить за возможность объективного сравнения между собой различных тектонических зон.

Приведенный пример — только первый шаг применения нашей методики.