

Е. А. МИНИН

ПРИМЕНЕНИЕ СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Исходя из современных концепций возникновения вертикальных движений земной коры, предположим, что модель движения, являясь в общем случае аддитивной нестационарной случайной функцией, состоит из детерминированной и случайной частей. Причем первая, в свою очередь, представима суперпозицией периоди-

ческих колебаний, а вторая — стационарной случайной функцией в чисто случайной составляющей.

Ввиду отсутствия достаточного количества данных о движении земной коры во времени рассмотрим ее динамику в пространстве, заменив двухмерный спектральный анализ одномерным и считая случайные движения функциями расстояния, т. е.

$$K(d) = \sum_j \sin(a_j d) + \varphi(d) + \varepsilon \dots, \quad (1)$$

где $\varphi(d)$ и ε обусловлены случайными нетектоническими изменениями высот реперов и ошибками нивелирования.

Спектральная плотность периодического колебания, вычисленная по конечному интервалу изменения его аргумента, будет иметь ограниченные пики на дискретных частотах ω_n , равных основным частотам процесса. Поскольку в (1) на периодическую функцию накладывается непериодическая случайная функция, пики спектральной плотности могут появиться на частоте, отличной от частоты периодического колебания и, следовательно, не будут надежной оценкой истинного спектра.

Для устранения подобного недостатка применяют различные весовые функции для сглаживания спектра. В этом случае возможные отклонения оценки спектра от положения истинного пика на оси частот характеризуются интервалом разрешения $\Delta\omega$, который для сглаженной оценки равен $1/\tau_0$, где τ_0 — длина взвешивающего окна [3].

В настоящей работе применяли весовую функцию Парзена [1] и для вычисления сглаженной оценки спектра использовали формулу

$$S(\omega) = \frac{1}{2\pi} \left\{ \lambda_0 C_0 + 2 \sum_{k=1}^m \lambda_k C_k \cos \omega_j K \right\}, \quad (2)$$

где $\omega_j = \pi_j/m$; $j=0, 1, \dots, m$; λ_k — весовая функция, вычисленная по формуле

$$\lambda_k = \begin{cases} 1 - \frac{6K^2}{m^2} \left(1 - \frac{K}{m}\right), & 0 \leq K \leq m/2, \\ 2 \left(1 - \frac{K}{m}\right)^3, & m/2 \leq K \leq m, \end{cases} \quad (3)$$

а C_k — коэффициент автокорреляции, вычисленный по формуле

$$C_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n-k} K_i K_{i+k} \dots \quad (4)$$

Исследовались движения земной коры по четырем линиям нивелирования I и II классов, выполненного ГУГК при СМ СССР в 1924—1976 годах.

Линии проходят по Восточно-Европейской платформе, причем две из них примерно в меридиональном и две в широтном направ-

лениях. Характеристика линий дана в таблице, а изменения в высотном положении реперов по трассе нивелирования за 20—40-летний период показаны на рис. 1.

На рис. 1 движения земной коры даны относительно начала линий после исключения линейной интерполяцией по способу наи-

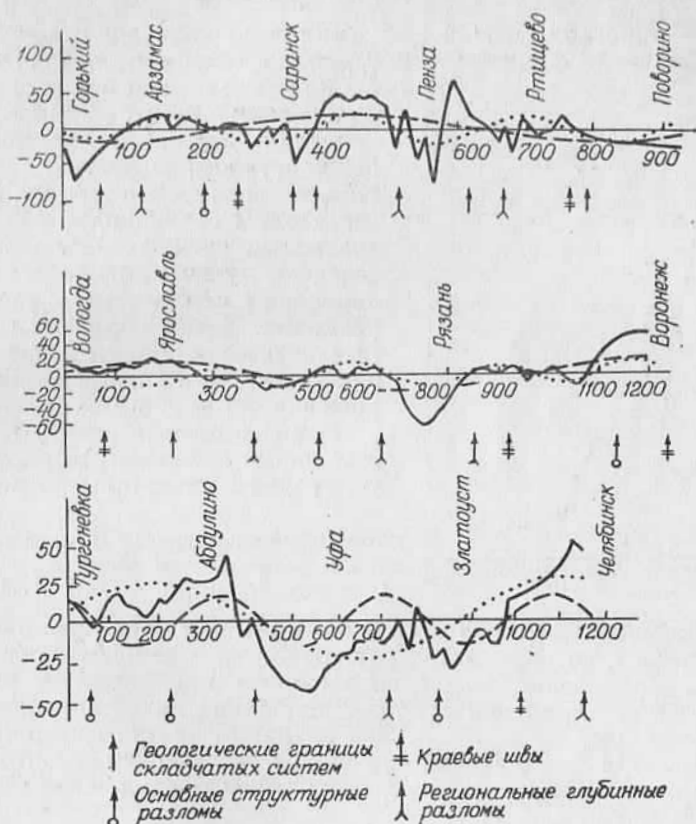


Рис. 1. Движение земной коры по линиям нивелирования I—III.

меньших квадратов низкочастотной составляющей, период которой считался гораздо большим длины линии.

С учетом дискретности наблюдаемых значений, а также неравномерности расположения реперов на линиях верхняя частота анализа была ограничена частотой наложения (Найквиста): $\omega_n = \pi/\Delta d$, где Δd — минимальное расстояние между двумя смежными реперами.

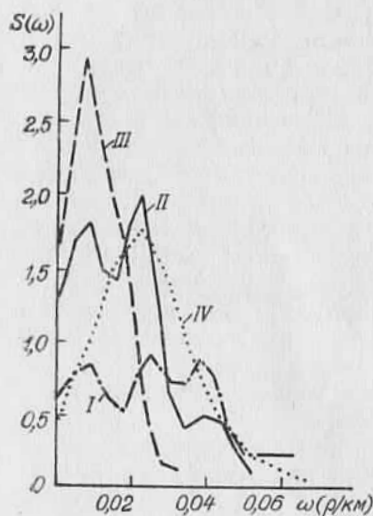
Для более точного определения частоты колебания длину взвешивающего окна выбирали возможно большей за счет увеличения случайной ошибки в интенсивности колебаний. Из-за этого ампли-

туды колебаний определяли не по спектру, а по найденной частоте способом наименьших квадратов [3]

$$\varphi = \operatorname{arctg} \left(- \frac{[K_i \cos \varepsilon_i]}{[K_i \sin \varepsilon_i]} \right), \quad (5)$$

$$A = 2 [K_i \sin \varepsilon_i] / n \cos \varphi,$$

где φ — начальная фаза; A — амплитуда колебаний; $\varepsilon_i = (i-1)\omega$; K_i — значение функции в дискретных точках $i=1, 2, \dots, n$.



Кроме того, для более детальной прорисовки спектра наблюдаемые значения движений земной коры были сгущены в местах, где расстояния между реперами (вследствие утраты последних) значительно превысили среднее. Сгущение произведено путем линейного интерполирования между двумя смежными реперами. Таким образом, в результате сгущения среднее расстояние между точками наблюдения было доведено до 8...9 км.

Нормированные спектры исходных линий показаны на рис. 2, там же указаны интервалы разрешений.

Рис. 2. Нормированные спектры исходных линий.

— I; — II; - - - III; IV.

По найденной частоте и по (5) вычисляли остальные параметры синусоиды, которую затем исключали из первоначального ряда. Остаток снова подвергали спектральному анализу, а по (2)—(4) и по вновь установленной частоте колебания находили параметры следующей синусоиды и т. д. Эти операции повторяли до тех пор, пока амплитуда выделенной синусоиды не становилась по величине одного порядка со средним квадратическим значением случайной части ряда.

В результате установлены синусоидальные составляющие модели (1), описывающие тектонические волны, периоды колебаний которых и амплитуды приведены в таблице.

Как показали дальнейшие исследования, оставшуюся стационарную случайную часть можно аппроксимировать линейным авторегрессионным рядом вида

$$K_i + b_1 K_{i-1} + b_2 K_{i-2} = \varepsilon_i, \quad (6)$$

где ε_i — случайная величина.

Параметры этого ряда, вычисленные через первые две автокорреляции по формулам $b_1 = -r_1(1-r_2)/(1-r_1^2)$, $b_2 = -(r_2-r_1^2)/(1-r_1^2)$, приведены в таблице. Здесь же указаны средние квадратические значения случайной величины ε .

Характеристика нивелирных линий

Номер линии	Название линии	Класс нивелирования	Год нивелиров		Длина, км	Расстояние между реперами, км		Период синусоид, км	Амплитуда, мм	Коэффициенты авторегрессии, ε , мм	Скорость движения, мм/год		ρ , мм/км
			1 цикл	2 цикл		min	среднее				средняя	max	
I	Горький—Поворино	I	1924—1929	1970—1976	900	5,7	16,6	250	17	$b_1 = -0,47$ $b_2 = 0,10$ 15,7	0,4	2,0	0,94
								750	15				
								170	17				
								120	7				
II	Вологда—Воронеж	II	1949—1952	1972—1976	1198	5,4	11,3	280	16	$b_1 = -0,66$ $b_2 = -0,10$ 6,2	0,8	2,5	0,55
								1020	18				
								340	12				
								510	9				
III	Куйбышев—Челябинск	I	1927—1942	1957	1155	4,9	10,3	920	26	$b_1 = -0,73$ $b_2 = 0,08$ 7,2	1,1	2,2	0,70
								370	16				
								460	5				
								270	114				
V	Куровское—Пильна	II	1926—1929	1961—1972	507	4,7	11,8	500	96	$b_1 = -0,68$ $b_2 = 0,28$ 18,9	3,0	8,0	1,60
								200	74				
								140	48				
								120	44				
								120	44				
								70	15				

Периоды выделенных тектонических волн представимы в той или иной степени по каждой линии, начиная со 126 км. Тектонические волны с периодом колебания менее 100 км в спектре не выделяются, поскольку, с одной стороны, значения их амплитуд одного порядка или даже менее случайной части ряда, а, с другой — разрешающая способность спектра очень невелика.

На рис. 1 показаны две первые синусоиды с наибольшими амплитудами и соответствующие разломы фундамента Восточно-Европейской платформы. Как видим, глубинные разломы фундамента платформы в основном совпадают с местами, где движение земной коры меняет знак, т. е. приурочено к местам наибольших напряжений. Это говорит о том, что современные движения земной коры контролируются докембрийскими разломами и являются унаследованными.

Скорости движения по всем линиям, определенные относительно средней плоскости, характерны для платформенных областей и не превышают 2...2,5 мм в год. Исключение составляет линия IV, где скорость движения в четыре раза выше, поэтому остановимся на этой линии несколько подробнее.

На рис. 3 показаны исходное движение земной коры по линии IV примерно за последние сорок лет, а также выделенные тектонические волны. Как видим, наибольшее по абсолютной величине движение положительное и приходится на район Муром—Арзамас.

Линия пересекает с запада на восток Токмовскую систему сводовых поднятий, входящую в состав Волжско-Камской антеккли-

зы. Эта региональная тектоническая структура хорошо описывается синусоидой с периодом 500 км и контролируется двумя разломами кристаллического фундамента, появившимися, как предполагают, в рифее района Муром и Пильны.

В тектоническом отношении в пределах Токмовской системы дислокаций выделяют Окско-Мокшинскую зону и другие, границы которых показаны на рис. 3.

Основные структурные элементы района, развившиеся в палеозое и мезозое и оформившиеся в неогене, продолжают свое

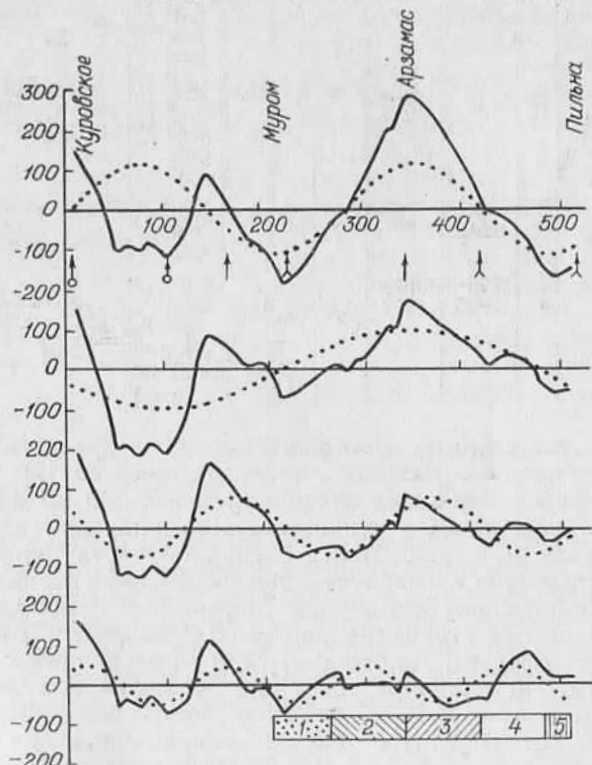


Рис. 3. Движение земной коры по линии нивелирования IV:

1 — Окско-Мокшинская депрессионная зона; 2 — Ардатовско-Шерголинская структурная зона поднятий; 3 — Бобыльская структурно-эрозионная котловина и Бутырлинско-Актукровский прогиб, разделенные Перевозским поднятием; 4 — Спасское и Валдемановское валообразные поднятия; 5 — Михайловско-Бартсурманская флексура.

развитие и в четвертичное время, причем отмечается, что в настоящее время Шарголинская зона поднятий испытывает резкий подъем, что подтверждается увеличением скорости движения земной коры в этом районе.

Заметное увеличение скорости движения к востоку от границы, отделяющей Ардатовско-Шарголинскую зону от Окско-Мок-

шинской депрессионной зоны, вызвано сложением разнопорядковых тектонических волн. По-видимому, вдоль этой границы должен находиться разлом.

Разложение высот, определенных по линии IV, на синусоидальные составляющие показывает, что тектонические структуры, описываемые колебанием с периодом 270 км, слабо выражены в современном рельефе, тогда как структуры, описываемые колебаниями с периодами 500, 200 и 140 км, выражены в рельефе наиболее ярко. Если учесть, что амплитуда тектонической волны с периодом 270 км наибольшая, можно предположить, что колебания с этим периодом относительно поздние.

В последней колонке таблицы приведено значение μ , показывающее, какая часть случайной величины ε приходится на один километр линии.

Как видно из таблицы, максимальное значение μ получено на линии IV, в которой наблюдения одного цикла наиболее растянуты во времени (второй цикл выполнялся в течение 11 лет), приняв во внимание значительные скорости движения земной коры в этом районе, это нужно учитывать при уравнивании нивелирования. Вообще же μ , по нашему мнению, отражает в какой-то степени точность нивелирования, во всяком случае, значение ε , полученное из (6), сравнимо с невязками нивелирных ходов.

Таким образом, спектральный анализ помогает выяснить внутреннюю структуру процесса движения земной коры и заслуживает более широкого применения в практике. Предложенная методика позволяет отделить тектонические колебания от случайных.

Разложение движения земной коры на отдельные тектонические волны можно использовать для уточнения границ тектонических структур при геологической съемке.

Для изучения короткопериодических по времени и по размерам колебаний земной коры, вызванных [5] влиянием суммы внешних факторов, периоды наблюдения должны быть менее 20 лет. Кроме того, значительное сокращение периметров ходов высокоточного нивелирования и сокращение расстояния между реперами до 3... 5 км в пределах существующих геодинамических полигонов позволяет уменьшить количество ошибок нивелирования и повысить частоту спектрального анализа.

Список литературы: 1. Гренджер К., Хатанака М. Спектральный анализ временных рядов в экономике. М., 1972. 2. Кемниц Ю. В. Определение параметров эмпирических формул методом наименьших квадратов. М., 1964. 3. Кожанов К. В. Спектральный анализ случайных океанологических полей. Л., 1981. 4. Мещеряков Ю. А. Рельеф и современная геодинамика. М., 1981. 5. Одесский И. А. Волновые движения земной коры. Л., 1972.

Статья поступила в редколлегию 10.01.84