

TREND ANALYSIS AS APPLIED TO MORPHOSTRUCTURAL STUDIES (WITH REFERENCE TO CAUCASUS)

GOSTEVA T. S., PATRAKOVA V. S.

Summary

Present-day topography of the Caucasus has been studied using trend analysis. When compared with geological and geophysical data, and with data on paleostructures in particular (such as thickness and facies of Alpine stage sediments), the models of topography (both of regional and local components) proved to be adequate. As the comparison reveals, the trend analysis models of topography bear the information on both the relief's morphology and on all heterogenous elements of structure which contribute to the regional morphostructure.

УДК 551.4 : 551.24(265/266)

МИХАЙЛОВ О. В., СОЛОВЬЕВ В. Н., ВОЛЬСКАЯ В. А.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ДНА ТИХОГО ОКЕАНА И РАЗЛИЧИЯ В ИХ ИНТЕНСИВНОСТИ

С точки зрения распространенных современных представлений динамика земной литосферы обычно характеризуется горизонтальными перемещениями крупных сегментов — литосферных плит. Несмотря на все большее число постоянно усложняющихся моделей плитовой тектоники, непрерывно растущее количество выделяемых плит и предполагаемую теперь цикличность спрединга, термин «литосферная плита» как первичное понятие тектоники плит не имеет до сих пор отчетливой интерпретации ни в тектоническом, ни в геохимическом смыслах [1]. Вместе с тем сравнительная внутренняя неоднородность различных блоков земной коры проявляется в первую очередь через вертикальные движения различной интенсивности, приводящие вследствие орогенеза и подъема магматических масс к структурным деформациям литосферных слоев и, в частности, к созданию сложного и своеобразного рельефа поверхности каждого блока. Правомерность и необходимость учета интенсивности вертикальных движений при тектонической характеристике материковых областей высказана в работе Е. В. Артюшкова, А. Е. Шлезингера, А. Л. Яншина [2], где отмечено, что «... вертикальные движения литосферных плит не зависят от горизонтальных, а большая длительность, однонаправленность и унаследованный характер первых не противоречат глобальным горизонтальным перемещениям литосферных плит».

Так как нет оснований считать океаническую кору однородной по составу, возрасту пород и характеру развития, то различные литосферные блоки океанического дна наряду с другими геолого-геофизическими признаками должны характеризоваться различной длительностью вертикальных движений, зафиксированных в неоднородностях современного рельефа дна, и как следствие этого различными значениями вертикальной составляющей тектонических сил.

Рельеф дна океанов вследствие сравнительно слабой аккумуляции и эрозии в значительно большей степени, чем рельеф суши, отражает доминирующее влияние внутренних процессов преобразования коры. Об этом свидетельствуют как малые мощности рыхлых осадков, практически не захороняющих первичный тектонический и вулканогенный рельеф абиссальных пространств, так и параллельное залегание этих осадков на субгоризонтальных слоях консолидированного фундамента в пределах равнин океанического ложа [3—5]. В связи с этим морфоструктурные особенности служат обычно основой при тектоническом районировании дна океанов.

При выборке и получении объективных числовых оценок состояния литосферы весьма важно, что для огромных пространств, занятых океанической корой, именно рельеф ее поверхности является наиболее полным и точно измеренным параметром.

При построении приемлемой физической модели, позволяющей оценивать распределение интенсивности вертикальных движений на ложе океана, учтем, что пространственная корреляция геологических формаций существенно ограничена, особенно для отдаленных периодов геологической истории. Ход тектонических процессов (например, изменение вектора смещения при деформациях) нигде не удается реконструировать как однозначную функцию времени и пространства. Такое положение допускает по существу любые гипотезы о начальном состоянии коры и пространственно-временном распределении тектонических сил. В этом смысле современные структурные характеристики, трактуемые как распределение вертикальных смещений точек от какого-либо начального состояния для любой выделяемой литосферной плиты, отвечают реализации некоторого случайного процесса, выбранного из ансамбля возможных вертикальных перемещений, при условии их однонаправленности и унаследованности.

Дно океана, рельеф которого рассматривается как случайное поле, можно разделить на участки, в пределах которых рассматриваемое поле можно считать статистически однородным. Таким образом, тектонические силы здесь предполагаются однородно распределенными и локализованными в указанных областях, а вызванные ими вертикальные смещения определенного масштаба внутри различных областей статистически независимыми друг от друга. Отметим также, что для этого случая линейные размеры выделяемых зон должны быть меньше характерных размеров глобальных форм рельефа.

В соответствии с этим авторами по данным о рельефе дна Тихого океана, содержащимся на многочисленных отечественных и зарубежных батиметрических и навигационных картах, выполнена следующая статистическая обработка поля рельефа. Дно океана было разделено на пятиградусные трапеции (общее их число 690; число значений глубин внутри каждой трапеции не менее 100). Для каждой трапеции обычными методами статистики на ЭВМ были рассчитаны средняя глубина и дисперсия.

Выбор пятиградусной трапеции оправдан не только размерами основных морфоструктур дна океана, но и дополнительными расчетами, показавшими, что укрупнение масштаба для некоторых участков дна до размеров двухградусных трапеций и соответствующее увеличение количества значений глубин до 625 не приводят к существенному изменению статистических величин. Так, колебания дисперсий при этом не превышают 10^{-2} км². Полученное в результате расчетов распределение средних глубин по ложу океана следует, очевидно, рассматривать как некоторую трансформацию поля рельефа, позволяющую выделить главные геоморфологические провинции дна океана.

При физической интерпретации полученных результатов в общем случае можно считать, что деформированная поверхность земной коры представляет собой один из параметров ее термодинамического, вообще неравновесного, состояния. Поскольку мелкие неоднородности рельефа дна исчезают значительно быстрее крупных, естественно полагать, что средние по площади значения глубин для каждой выделенной трапеции отвечают равновесному состоянию поверхности дна, которое в механическом аспекте можно принять за начальное (отсчетное) состояние коры. При этом вертикальные движения, зафиксированные в морфоструктурах дна, приобретают смысл флуктуаций поверхности дна относительно его равновесного состояния и характеризуются центральными моментами поля рельефа, в частности распределением дисперсий. Отметим, что соответствие структур на карте средних глубин главным современным морфоструктурам дна позволяет считать формирова-

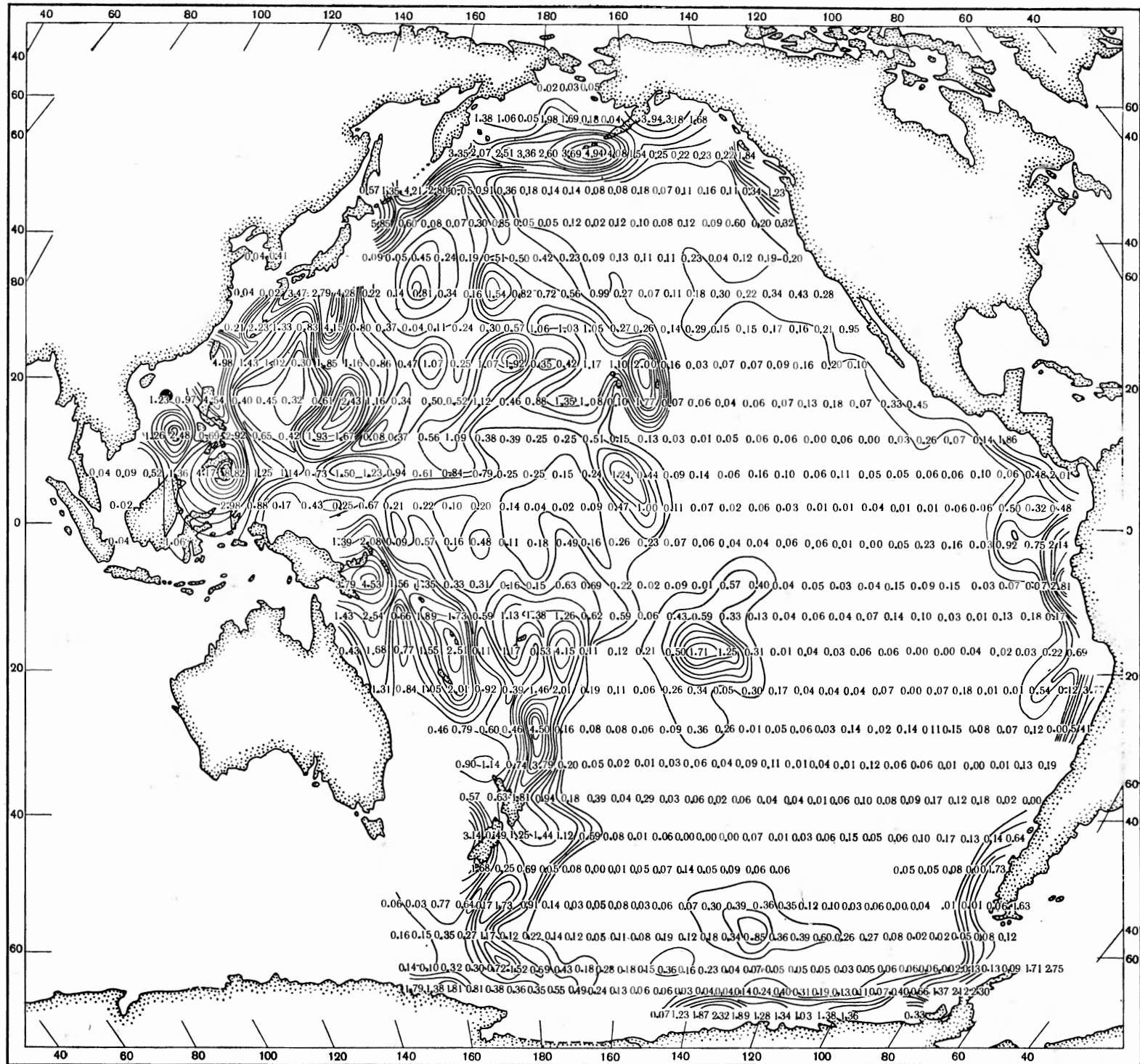


Рис. 1. Карта распределения дисперсий рельефа Тихого океана. Цифры — величины дисперсий в км²; изолинии равных значений дисперсий проведены через 0,2 км² и разрежены при значениях более 1,0 км²

ние последних унаследованным по отношению к условно принятому начальному состоянию.

Покажем, что распределение дисперсий с точностью до постоянного множителя эквивалентно распределению работы вертикальных тектонических сил, рассматриваемых здесь как источники флуктуаций [6]. Для этого выделим (в лагранжевом описании сплошных сред) блок земной коры единичной массы и введем источники флуктуаций $f(t)$, где t — время по стохастическому уравнению Ланжевена [7], описывающему одномерный стационарный процесс $u(t)$

$$\frac{du}{dt} = \lambda^{-1}u + f(t), \quad u(0) = 0, \quad (1)$$

где u — скорость смещения блока от равновесного состояния в вертикальном направлении; λ^{-1} — время релаксации этой скорости. Первое слагаемое в правой части (1) связано с обязательным переходом в равновесное состояние при «выключенных» внешних по отношению к выделенному блоку случайных силах $f(t)$, а второе — с механическим перемещением блока под действием сил $f(t)$.

Для времен, больших характерного времени колебаний $f(t)$, корреляционную функцию для случайных сил следует положить [7] равной

$$\langle f(0)f(t) \rangle = 2\lambda \langle \bar{u}^2(t) \rangle \delta(t), \quad (2)$$

где $\delta(t)$ — δ -функция Дирака¹, а скобки $\langle \dots \rangle$ означают теоретико-вероятностное усреднение.

Здесь важно отметить, что уравнение (1), описывающее процессы вертикальных движений, введено таким образом, что для времен, больших характерного времени изменений $f(t)$, одномерный процесс $u(t)$ на языке теории вероятностей может быть аппроксимирован марковской последовательностью (т. е. для больших промежутков времени значения $u(t)$ почти не коррелированы), и необходимая однонаправленность движений проявляется как тенденция на фоне случайных колебаний аналогично, например, лидерству в игре [8]. Физическим аналогом может служить явление диффузии.

Усреднив произведения уравнения (1) на $u(t)$, получим

$$\lambda \langle u^2(t) \rangle = \langle f(t)u(t) \rangle.$$

Здесь видно, что $\langle \lambda u^2(t) \rangle = \epsilon$ есть приток энергии за счет работы случайных сил $f(t)$. В силу стационарности рассматриваемого процесса полная работа источников флуктуаций за время t будет $A = \epsilon t$.

Представим теперь решение (1) в виде

$$u(t) = \int_0^t e^{-\lambda(t-s)} f(s) ds, \quad (3)$$

а величину смещения x от равновесного состояния:

$$x(t) = \int_0^t u(s) ds, \quad x(0) = 0. \quad (4)$$

Из уравнений (4), (3), (2) получим для среднего квадрата смещения следующее выражение:

$$\langle x^2(t) \rangle = \left\langle \int_0^t u(s) ds \int_0^t u_p dp \right\rangle = \frac{\epsilon}{\lambda^3} (2\lambda t - 3 + 4e^{-\lambda t} - e^{-2\lambda t}). \quad (5)$$

Поскольку для рассматриваемых процессов $t \gg \lambda^{-1}$, то первый член в скобках из (5) является доминирующим, и для работы источников

¹ Напомним определение функции Дирака $\delta(x) = 0$ при $x \neq 0$; $\int_{-\infty}^{+\infty} \delta(x) dx = 1$.

флуктуаций получаем

$$A = \frac{1}{2} \lambda^2 \langle x^2(t) \rangle. \quad (6)$$

В силу предполагаемой однородности поля смещений, или, другими словами, предполагая, что ансамбль возможных положений на момент t одной точки поверхности дна эквивалентен фиксированным положениям всевозможных точек внутри выбранной области, теоретико-вероятностное усреднение в уравнении (6) можно заменить усреднением по площади трапеции. Величина $\langle x^2(t) \rangle$ имеет, следовательно, смысл дисперсии и может быть вычислена для любого участка дна. Подчеркнем, что в построенной модели рассматриваются движения только внутри выбранных областей (трапеций $5 \times 5^\circ$), поэтому указанное распределение дисперсий характеризует дифференцированность вертикальных движений по площади океана и не относится к движениям всего океанического ложа, а также больших его сегментов как целого.

Численная оценка работы (интенсивности) тектонических сил — источников флуктуаций зависит от значения постоянной времени релаксации λ^{-1} , которая связана в основном с реологическими свойствами среды и, по-видимому, может варьировать в некоторых пределах, например, для тектонических и вулканогенных форм рельефа. Для случая деформации земной коры, аппроксимируемой телом Максвелла [9], положим λ^{-1} совпадающей со временем релаксации напряжений

$$\lambda^{-1} = \frac{\eta}{E}$$

где η — вязкость коры, E — модуль Юнга. Принимая обычные оценки [10] $\eta = 10^{18}$ П, $E = 10^{11} \frac{\text{Н}}{\text{м}^2}$ получим $\lambda^{-1} = 10^5$ с и для полной массы пятиградусной трапеции получим из (6) при $\langle x^2 \rangle = 1 \text{ км}^2$, $A = 10^{16}$ Дж, что соизмеримо с экспериментальными модельными оценками [10].

Ниже для целей тектонического районирования в приближении однородности процесса в целом величина λ^{-1} принята одинаковой для всего рассматриваемого региона. Поле рельефа, представленное в значениях его дисперсий (рис. 1), позволяет выполнить районирование Тихоокеанского сегмента Земли по интенсивности вертикальных движений. Обрамление океана, выраженное в рельефе системами островных дуг, глубоководных желобов и морских котловин, а также горными сооружениями и желобами материковой окраины Северной и Южной Америки, представляет собой область аномально-высоких дисперсий до $8,8 \text{ км}^2$ с преобладающим значением $1,60 \text{ км}^2$ (без учета рельефа островов). Огромная интенсивность вертикальных движений в этих областях связана с изостатической некомпенсированностью, сейсмичностью и широким развитием мезозойно-кайнозойского вулканизма в зонах активного преобразования вещества коры (зоны Заварицкого — Беньофа). Внешняя граница области (рис. 2) практически по всей периферии океана совпадает с границами структур зоны перехода от океана к континентам (андезитовой линией) и в сущности отделяет структуры переходного типа от талассогенных.

В пределах собственно океанического ложа по максимальным значениям градиента распределения дисперсий может быть проведена основная граница, разделяющая дно океана на две области разной по порядку величины интенсивности вертикальных движений (рис. 1, рис. 2). Наиболее отчетливо эта граница определяется в северном полушарии, где она совпадает с восточным подножием Императорских гор, Гавайского хребта и Полинезийских Спорад, следуя по существу параллельно побережью Северной Америки вплоть до экватора. Южнее, у островов Туамоту, граница выделяется несколько менее уверенно, а от 30° ю. ш. она может быть проведена уже в северо-западном направлении к островам Самоа. Область океанического дна, лежащая к западу от этой границы и смыкающаяся на севере, западе и юго-запа-

де с высокоинтенсивными областями островных дуг и глубоководных желобов, характеризуется средними значениями дисперсий поля рельефа $0,63 \text{ км}^2$. По наибольшим значениям дисперсий (до $2,0 \text{ км}^2$) здесь можно наметить оси зон сосредоточения вертикальных движений повышенной интенсивности (рис. 2), соответствующие обычно подводным хребтам, возвышенностям и горным грядам различного генезиса. Такие зоны имеют дугообразную, выгнутую к востоку форму, причем ко внутренним, вогнутым их частям приурочены ячейки наименьших дисперсий ($0,15\text{—}0,35 \text{ км}^2$), обусловленные небольшими ареалами аккумулятивного выравнивания и захоронения первичного рельефа.

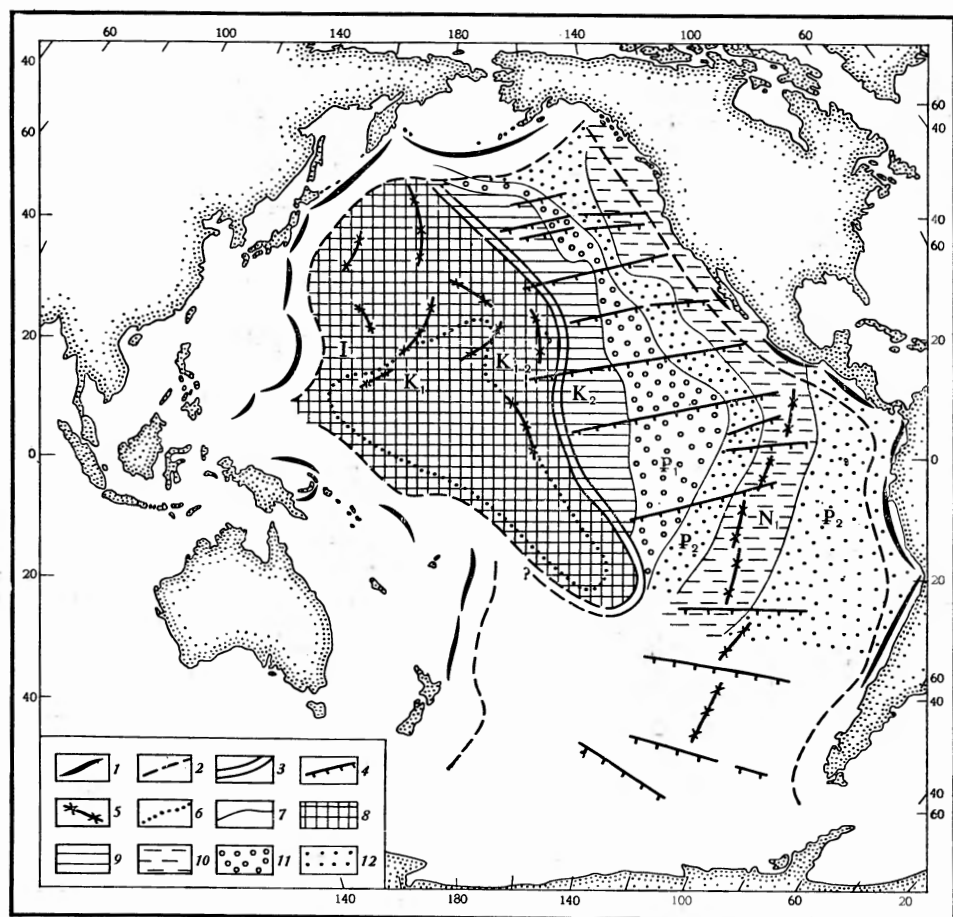


Рис. 2. Схема структурного районирования ложа Тихого океана: 1 — глубоководные желоба, 2 — внешняя граница переходной зоны, 3 — основная граница между областями вертикальных движений различной интенсивности, 4 — региональные трансформные разломы [7], 5 — оси основных зон сосредоточения вертикальных движений повышенной интенсивности, 6 — контуры гипотетического поднятия Дарвина (по Г. У. Менарду [4]), 7 — границы распространения пород различного возраста (по А. П. Лисицыну [3]), 8—12 — возраст пород соответственно: J — K_{1-2} ; K_2 ; N_1 ; P_1 ; P_2 [3]

Тектонику южной части этой области часто связывают с выделенным Г. Менардом гипотетическим поднятием Дарвина (рис. 2), которое, по-видимому, существовало здесь вплоть до эоцена [11]. Выполненные нами расчеты говорят в пользу этого мнения, и положение этого поднятия может быть существенно уточнено при более крупномасштабном статистическом районировании. Обилие самых разнообразных поднятий, холмистых равнин, подводных гор, вулканов и гайотов, небольших впадин и разломных зон создает чрезвычайно пеструю картину распределения интенсивности эндогенных рельефообразующих процессов и с геоморфологической точки зрения безусловно позволяет

считать всю эту область отдельным крупным талассогеном (термин Ю. М. Пушаровского) [12].

К востоку от основной границы, вплоть до материкового подножия и желобов Северной и Южной Америки, рельеф дна океана характеризуется весьма малыми значениями дисперсий, в основном составляющими сотые доли км². Лишь в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия дисперсии составляют 0,10—0,15 км², не превышая 0,25 км². В центральных частях поднятия по отдельным блокам удается наметить оси линейно-вытянутых зон вертикальных движений несколько повышенной интенсивности. Региональные трансформные разломы, характерные для всей этой области океана (Мендонсина, Пайонир и др.), практически не выделяются в дисперсиях рельефа, и их положение может быть намечено только по небольшому градиенту в распределении дисперсий. Доказанная многочисленными исследователями высокая активность верхнемантийных и коровых процессов, происходящих в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия и продолжающих его структур, идущих до Аляски, позволяют в нашем случае, при столь малых значениях интенсивности вертикальных движений, утверждать для всей этой области преобладающую роль горизонтальных перемещений.

Прежде чем переходить к анализу геолого-геофизических фактов, рассмотрим профиль рельефа дна Тихого океана, построенный вдоль экватора (рис. 3). Анализируя профиль [13] примем, что отдельные

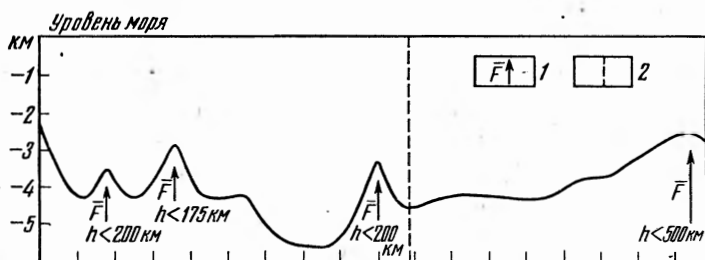


Рис. 3. Осредненный профиль рельефа дна Тихого океана по экватору (с запада на восток): 1 — $\vec{F}$ — главный вектор фиктивных тектонических сил, 2 — положение восточной границы плиты Дарвина

горные цепи представляют собой результат упругой деформации земной коры под действием локализованных чисто механических сил [13], которые назовем фиктивными тектоническими силами. При этом большая глубина их приложения оставляет в стороне вопрос о характере их распределения, но позволяет по величине имеющейся деформации оценить глубину приложения главного вектора $\vec{F}$ этих фиктивных сил и его направления в плоскости разреза. Предполагается, что различие в особенностях $\vec{F}$ обобщенно характеризует глубинность и направление тектонических процессов, обусловивших образование различных структур.

Для линейных антиклинальных структур дна Тихого океана вертикальные смещения Δh от вертикального главного вектора $\vec{F}$ аксиально симметричны и описываются приближенной формулой [13]

$$\Delta h = \frac{3F}{4\pi\mu} \ln(h^2 + d^2), \quad (7)$$

где h — глубина точки приложения силы $\vec{F}$, d — расстояние на земной поверхности, отсчитываемое от проекции на нее точки приложения силы $\vec{F}$, $\mu = \lambda$ — постоянные Ламе. Из уравнения (7) получается, что глубина h равна расстоянию d_m до точки максимума градиента $\partial \Delta h / \partial d$.

Таким путем получается (рис. 3), что для локальных поднятий плиты Дарвина глубина h составляет 175—200 км, причем для восточной

пограничной структуры сила $\vec{F}$ имеет заметно отличную от нуля горизонтальную составляющую. Для восточной же части Тихого океана единственное крупное поднятие — Восточно-Тихоокеанский хребет, и для него $h \leq 500$ км. Следовательно, в указанных выше областях мощность тектоносферы различна.

При сопоставлении выделенных нами областей вертикальных движений различной интенсивности с данными глубокого морского бурения о возрасте пород, обобщенными в работе А. П. Лисицина [3] видно, что осадочные породы западной области представлены наиболее древними отложениями Тихоокеанского ложа юрского и раннемелового возраста, а восточной области соответствуют молодые породы верхнего мела — миоцена. Граница между областями практически совпадает с границей распространения нижнемеловых пород. Отметим также, что сравнительно широкий возрастной диапазон пород, слагающих структуры восточной области (верхний мел — миоцен), не проявляется в вертикальных движениях ее коры (рис. 2).

Сравним основные геофизические характеристики указанных областей. Мощность земной коры, определенная по данным глубинного сейсмического зондирования, в пределах западной области варьирует в весьма широких пределах — от 5 до 15 км, причем отмечается большое количество низко- и среднескоростных слоев в верхней части разреза, обусловленных широким развитием процессов вулканизма и чередованием слабоуплотненных туфов и базальтовых лав в толще «второго» слоя [11]. Скорости продольных волн в варьирующих по мощности «первом» и «втором» слоях коры, представлены (по данным работ [3, 5, 7, 11—13]) следующими значениями: 2,0—2,2; 2,7—3,2; 3,6—4,0; 4,2—4,4; 4,9—5,3; 5,6; 6,2—6,4 км/с. В восточной области по этим же данным мощность коры составляет 5—10 км, а наибольшие по мощности слои рыхлых осадков со скоростями 1,9—2,2 км/с по существу залегают непосредственно на высокоскоростных базальтах, также весьма утоненного «второго» слоя. Наиболее типичный разрез верхней части коры в этой области имеет следующую скоростную характеристику: 1,9—2,2; 4,4—4,8; 5,2—5,9; 6,4 км/с. Скоростные характеристики более глубоких слоев коры для обеих областей практически совпадают и имеют значения: 6,7—7,2; 7,7; 8,2—8,5 км/с. Важно отметить, что в пределах осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия высокоскоростные границы подходят близко к поверхности.

Магнитное поле Тихого океана еще слабо изучено, значительное число измерений приурочено в основном к окраинам континента. Однако можно утверждать на основании имеющихся данных [5, 14], что аномальное магнитное поле западной области построено довольно сложно, тогда как для всей восточной области характерны ярко выраженные полосовые аномалии, как полагают, подтверждающие идею спрединга. Имеющиеся в литературе данные об аномалиях поля силы тяжести, основанные как на маятниковых наблюдениях, так и на определениях низких гармоник по искусственным спутникам, отражают только крупнейшие неоднородности распределения вещества, связанные со структурами образования Тихого океана [5].

Из приведенного выше следует, что более древняя западная область, характеризующаяся значительной интенсивностью вертикальных движений, заметно более сложным сейсмическим разрезом коры и неупорядоченным геомагнитным полем, представляет собой самостоятельное тектоническое образование — блок литосферы, или талассоген, который мы предлагаем называть плитой Дарвина. Эта плита, как можно полагать по работам Г. Менарда [15] и Г. Хесса [16], испытала в мезозое — кайнозое некоторые горизонтальные смещения к северу и северо-западу, что, возможно, и привело к образованию краевых океанических валов с внешней стороны Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. В определенных нами границах плита Дарвина совпадает с выделяемой в Тихом океане Ю. М. Пушаровским [12] «особой струк-

турной частью северного талассогена». Вместе с тем остальные регионы, выделенные им в пределах дна Тихого океана, не отражаются в предложенной нами статистической модели. Заметим также, что глобальное различие между восточной и западной частями Тихого океана по совокупности геолого-геоморфологических признаков отмечено Л. И. Красным и Д. Е. Гершановичем [17]. Граница между этими частями, проведенная последними (Великий Тихоокеанский геораздел), близка к нашей, но не совпадает с ней на юге.

Участки дна между плитой Дарвина и литосферными плитами Северной и Южной Америки в свете изложенных фактов представляют собой область, тектонически подобную и приблизительно равную по размерам дну Атлантического океана. Можно полагать, что процессы разрастания коры в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия приводят к незначительным перемещениям плиты Дарвина к западу, создавая на ее восточной окраине горные сооружения типа Гавайского хребта. Предложенное разделение литосферы Тихого океана и выделение плиты Дарвина противоречат тезису о существовании единой литосферной плиты, простирающейся от Восточно-Тихоокеанского хребта до Азиатского континента. В связи с этим необходимо дополнительно пояснить некоторые существенные детали.

В работах А. П. Лисицына [3], О. К. Леонтьева и др. [18] на основании величин погружения гайотов, смены пелагических карбонатных осадков, отлагавшихся выше уровня карбонатной компенсации, и по ряду других данных установлено, что большинство подводных гор, гайотов, поднятий и хребтов западной части Тихого океана, а также Императорский и Гавайский хребты однонаправленно погружались в течение кайнозоя. Эти данные, на наш взгляд, отнюдь не противоречат идее общности и обособленности западной части Тихого океана и скорее подтверждают существование здесь единого блока литосферы, испытывающего общее погружение, возможно, начиная уже со времени позднего мела. Вулканогенный характер основных сооружений Императорского и Гавайского хребтов и общее погружение этих структур свидетельствуют о существовании здесь ослабленной сейсмически активной зоны, возникшей на стыке молодой и тонкой океанической коры восточной части океана и более переработанной, жесткой и мощной коры плиты Дарвина.

В заключение подчеркнем, что примененный метод оценки интенсивности вертикальных движений по геоморфологическим данным в силу физической общности может быть в комплексе с геолого-геофизическими сведениями использован для тектонического районирования поверхностей любых масштабов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тектоника континентов и океанов (терминологический справочник). Хабаровск, 1976. 757 с.
2. Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е., Янищ А. Л. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 5, с. 1275.
3. Лисицын А. П. Мощность осадочной толщи и скорости осадконакопления в мезозое и кайнозое по данным глубоководного бурения. — Океанология, 1973, т. XIII, вып. 2, с. 268.
4. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.
5. Геофизика дна Тихого океана. М.: Наука, 1974, 192 с.
6. Михайлов О. В., Соловьев В. Н. Об одном методе статистического районирования дна океана. — Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 5, с. 972.
7. Ландау Л. Д., Лившиц Е. М. Статистическая физика. М.: Наука, 1976. 584 с.
8. Феллер В. Введение в теорию вероятностей и ее приложения. М.: Мир, 1964. 498 с.
9. Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Мир, 1969. 863 с.
10. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
11. Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
12. Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. — Тр. ГИН АН СССР, 1972, вып. 234, с. 222.

13. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979. 208 с.
14. Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 154.
15. Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, с. 275.
16. Хесс Г. История океанических бассейнов. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 9.
17. Красный Л. И., Гершанович Д. Е. Планетарные неоднородности Тихоокеанского сегмента Земли. — В кн.: Тезисы докладов XIV Тихоокеанского научного конгресса, комитет В. Хабаровск, 1979, с. 111.
18. Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Медведев В. С. Вертикальные движения земной коры в пределах ложа Тихого океана по данным геоморфологического анализа. — Океанология, 1974, т. XIV, вып. 6, с. 1022.

СахКНИИ, Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
18.VII.1981

ESTIMATES OF PACIFIC FLOOR VERTICAL MOVEMENTS ENERGY AND DIFFERENCES IN THEIR RATE

MIKHAILOV O. V., SOLOVIEV V. N., VOLSKAYA V. A.

Summary

The authors used the mathematics of the fluctuations theory to show the depths field dispersions distribution to be equivalent to vertically directed tectonic forces. A boundary is drawn following maximum values of dispersions gradient; it divides the Pacific lithosphere into two provinces, differing considerably in vertical movements rate. Topographic field dispersion and geological-geophysical data if considered together clearly indicate the Western Pacific to be a separate tectonic formation, or lithospheric block, which the authors suggest to name Darwin plate. The area between Darwin plate and continental plates of North and South America is a region of active tangential movements; the region is similar tectonically to the Atlantic and is about of the same dimensions.