

ПОРЯДОК В СТРУКТУРЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ НА ВОСТОКЕ АЗИИ

Г.Ф. Уфимцев

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Структура тектонического рельефа переходной от континента к океану зоны на Востоке Азии определяется симметричной композицией секций, характеризующихся упорядоченными сочетаниями составляющих их форм. Природа такой структуры рассматривается в связи со структурой рельефа геоида и видится не только в геодинамике литосферных плит, но и во взаимодействии коромантийных сегментов Земли, существенно различающихся по плотности и термальному режиму.

Ключевые слова: рельеф, тектоника, зона перехода континент–океан, Восток Азии.

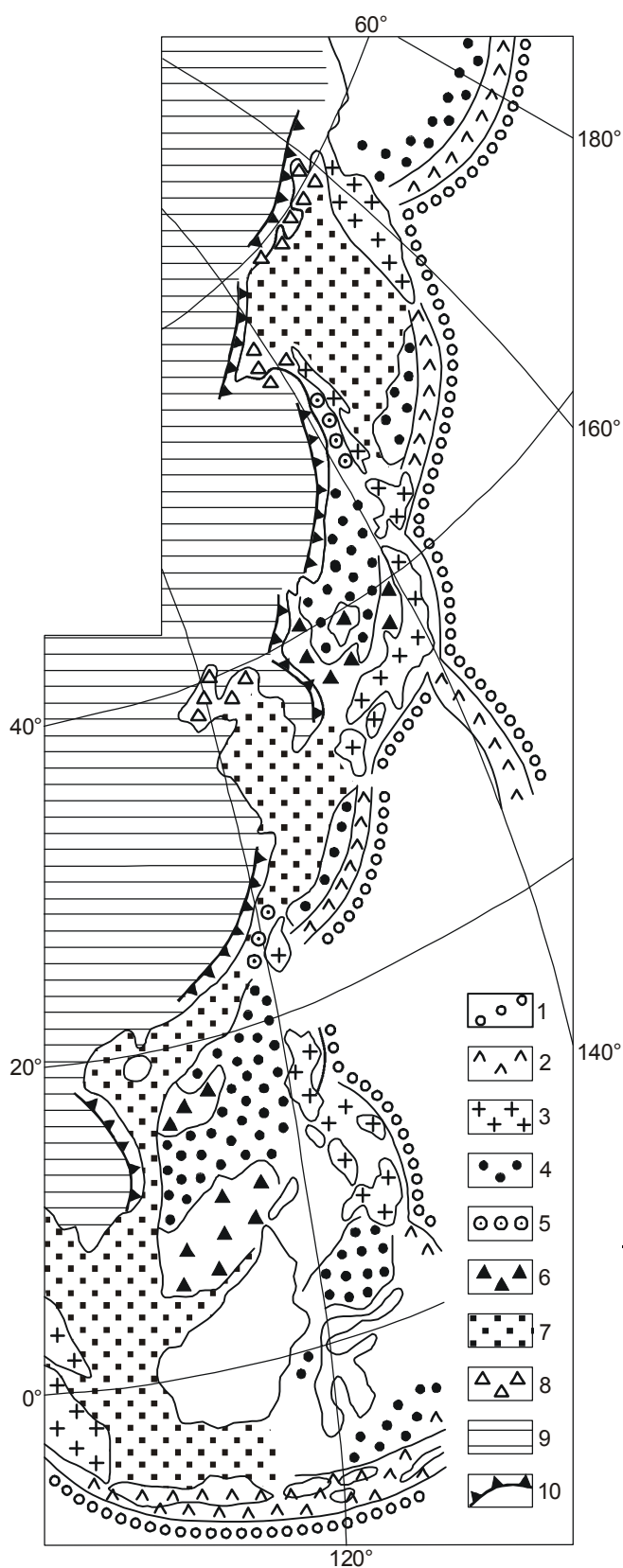
Переходная зона от континента к океану на западной окраине Тихого океана имеет сложную структуру [8] и нигде более на Земле не повторяется – это уникальное образование. Характер ее тектонического рельефа таков, что стоило бы лучше говорить и о переходной зоне от континента к океану (окраинные моря и островодужные системы), и о переходной зоне от океана к континенту (западная окраина Тихого океана – Филиппинское и ему подобные моря). Второе, что обращает на себя внимание – это существенное различие тектонического рельефа переходной зоны к северу и югу от экватора. На севере переходная зона как бы прижата к окраине материка. На юге же она расширяется, обретая своеобразный мозаичный рисунок, причем глубоководные желоба здесь часто обращены на юг и располагаются уже в пределах окраинных морей (Коралловое море). В особенности это характерно для приэкваториальной зоны, если учесть и Зондскую островодужную систему.

В чем причина указанных выше особенностей переходной зоны в Западно-Тихоокеанском регионе? Для этого следует рассмотреть и особенности структуры рельефа переходной зоны, и связи его с другими геолого-геофизическими и геоморфологическими параметрами Земли. Например, хорошо видно различие положения частей переходной зоны в рельефе поверхности геоида. В западной части Тихого океана располагается крупнейшее и

высочайшее на Земле поднятие рельефа геоида [1, 6]. Вблизи Востока Азии переходная зона приурочена к северо-западному скату этого поднятия, а в экваториальной полосе она располагается на его осевой части. Далее на юго-восток, в приближении к Новой Зеландии главные элементы переходной зоны вновь располагаются на скате поднятия поверхности геоида, которое имеет мантийную природу с положением центра аномалиеобразующей (разуплотненной и разогретой) массы на глубине порядка 700–800 км [5].

Севернее экватора, в своей приазиатской части переходная зона от континента к океану включает следующие формы тектонического рельефа, начиная от океана в сторону континента и с буквенным их обозначением для удобства последующего изложения (рис):

- а.** Глубоководные желоба.
- б.** Островодужные поднятия (Алеутское, Курильское и др.).
- в.** Молодые островные и полуостровные орогены часто с элементами островодужных обстановок (Камчатка, Сахалин, Япония, Тайвань и др.). В какой-то мере их можно рассматривать как промежуточный тип образований между типичными островодужными поднятиями и молодыми орогенами типа южноамериканских Анд.
- г.** Глубоководные котловины окраинных морей.



д. Системы поднятий и впадин типа континентальных бордерлендов, либо обрамляющие глубоководные котловины окраинных морей (Южно-Китайское море), либо вложенные в них (возвышенность Ямато в Японском море).

е. Шельфы, включая и глубоко погруженные части – аваншельфы, как, например, в Охотском море [8].

ж. Крайинно-материковые рифтовые зоны. Это сложные формы, являющиеся морфотектоническим отражением процессов утонения литосферы на окраине континента с сопутствующими погружениями и формированием в конечном счете шельфовых бассейнов [11]. На ранней стадии развития такие рифты представляют собой сочетание прибрежных поднятий и впадин, например, в Северном Приохотье [4] или в Нижнем Приамурье [9, 11]. При дальнейшем утонении литосферы происходит расширение впадин и последовательное уничтожение поднятий с формированием в прибрежной зоне шельфа краевых погруженных блоков, открытых на большие глубины (район Шантарских островов в Охотском море). В конечном счете это приводит к расширению шельфового бассейна и переходу крайинно-материковых рифтов в погребенное состояние, так что они составляют прерывистый промежуточный структурный этаж, как это наблюдается в Охотском море [7].

з. Прогибы между молодыми островными орогенами и материком. Это прогибы Тайваньского и Татарского проливов, представляющие собой формы типа входящих углов и открывающиеся в сторону глубоководных котловин окраинных морей. В сущности, это морфотектонические авлакогены, состоящие из сменяющих друг друга по простиранию погруженных блоков, расширяющихся и углубляю-

Рис. Основные элементы тектонического рельефа переходной зоны от континента к океану на Востоке Азии.

1 – глубоководные желоба; 2 – островодужные поднятия; 3 – молодые орогены с элементами островодужной тектоники; 4 – глубоководные котловины окраинных морей; 5 – авлакогеноподобные прогибы между материковой сушей и островными молодыми орогенами; 6 – континентальные бордерленды; 7 – шельфы; 8 – крайинно-материковые рифты; 9 – "устойчивый континент"; 10 – береговые эскарпы.

щихся в одном направлении, как это хорошо выражено у впадины Татарского пролива [9]. Эта структурная особенность роднит их с окраинно-материковыми рифтами на поздней стадии развития – достаточно, например, сравнить морфотектонику Удской губы в Охотском море и Татарского пролива [9, 11].

и. Береговые высокие эскарпы. Это высокие тектонические береговые склоны нагорных поднятий типа Сихотэ-Алиня и Джугджура, обрамляющих с запада переходную зону на Востоке Азии. Они как бы оформляют край "устойчивого континента". Береговые эскарпы в морфологическом и структурном отношении представляют собой аналог великих эскарпов на окраинах гондванских материков и субконтинентов, которые ограничивают наклонно поднятые глыбы типа Драконовых гор Южной Африки или плато Деккан в Индостане [14, 15]. Как и последние, береговые эскарпы служат ограничениями плечей-противоподнятий вдоль окраин шельфовых бассейнов со свойственной им квазирифтовой обстановкой, глубоководных котловин или прогибов типа Татарского пролива.

К перечислению этих форм тектонического рельефа переходной зоны от континента к океану на Востоке Азии следует добавить еще полуостровные выступы Кореи и Индокитая, занимающие также не случайную позицию (рис).

Структура тектонического рельефа переходной зоны на Востоке Азии определяется, в первую очередь, ее делением на секции, которых на протяжении от Зондской системы до Берингова моря здесь шесть и основу их составляют окраинные моря. По сочетаниям составляющих их форм секции делятся на следующие три типа (рис).

Тип А состоит из следующих форм (их перечисление здесь и ниже идет от океана к континенту): глубоководный желоб (а), островодужное поднятие (б), глубоководная котловина окраинного моря (г) и шельф (е). Следовательно, тип А секций переходной зоны представляет собой группу [абге]. Это Зондская и Беринговоморская секции переходной зоны, обращенные своими фронтальными частями на юг, в отличие от такового на восток и юго-восток в остальных секциях.

Тип Б, или япономорский, представляет собой сочетание глубоководного желоба (а) и островного молодого орогена (в), комбинации глубоководной котловины окраинного моря, континентального бордерленда и морфоавлокогена (гдз),

шельфа (е) и берегового эскарпа (и). Таким образом, секции типа Б – Япономорская и Южно-Китайского моря – представляют собой группу форм [ав(гдз)еи]. К тому же, с запада к ним одинаково примыкают Корейский и Индокитайский полуостровные выступы.

Третий, или охотоморский тип (В) секций переходной зоны состоит из глубоководного желоба и поднятий островной дуги, глубоководной котловины окраинного моря, шельфа, окраинно-материкового рифта и берегового эскарпа – [абгежи]. К нему относятся секции Охотского, Восточно-Китайского и Желтого морей, шельфы которых с востока обрамляются Корейским и Камчатским полуостровами.

Общая композиция секций переходной зоны на Востоке Азии описывается как А-БВ-БВ-А, при этом концевые секции А обращены на юг, в сущности, в сторону океанического Южного полушария, а сочетания секций БВ образуют продольную трансляцию при обращенности их фронтальных элементов на восток и юго-восток, к Тихому океану. В таком своем строении переходная зона от континента к океану обладает высокой мерой порядка или симметрии.

Какое возможное объяснение или объяснения можно предложить, видя уникальность переходной зоны на Востоке Азии, с одной стороны, и порядок в структуре ее тектонического рельефа, с другой? Представляется, что при формулировке этого объяснения (объяснений) следует учесть следующие обстоятельства.

Первое обстоятельство заключается в том, что при общей высокой степени симметрии планетарного рельефа Земли все ее нарушения (черты диссимметрии) как бы суммируются в Западно-Тихоокеанском регионе и создают общую (суммированную) диссимметрию планетарного тектонического рельефа [10]. Например, при общем через 90° по долготе повторении позиции субмеридиональных отрезков мировой системы срединно-океанических хребтов, в западной части Тихого океана явления рифтогенеза представлены, главным образом, глубоководными котловинами окраинных морей и континентальными бордерлендами, совокупность которых объединяется в протяженный и специфический по структуре и геодинамике рифтовый пояс [3], соседствующий с островодужными системами.

Эта западно-тихоокеанская диссимметрия структуры планетарного рельефа Земли территориально совпадает с положением крупнейшего поднятия поверхности геоида и простирается от великого

тихоокеанского геораздела на востоке (линия Императорские горы – Гавайи – архипелаги Лайн и Туамоту [2]) и до системы береговых эскарпов восточного побережья Азии на западе [10]. Суммирование нарушений симметрии и наличие высокого поднятия поверхности геоида, если опираться на универсальный принцип симметрии (принцип П. Кюри), говорят о том, что в западной части Тихого океана тектоносфера Земли характеризуется особым состоянием и что здесь протекают особенные же процессы изменения лика и внутренней структуры нашей планеты. Какие? На этот вопрос ответить сейчас было бы преждевременно.

Для целей нашей работы важно учесть то обстоятельство, что переходная зона от континента к океану на Востоке Азии располагается на протяженном скате поверхности геоида между высочайшим на планете ее поднятием и самым глубоким погружением. В сущности, переходная зона располагается над контактом самого тяжелого (охлажденного) и самого легкого (разогретого) коромантийных сегментов Земли. Уже это обстоятельство заставляет полагать, что в новейшей геодинамике переходной зоны здесь работают не только тектоника литосферных плит, но и (а может быть и в большей мере) взаимодействие коромантийных сегментов Земли, центры аномалиеформирующих масс которых располагаются на глубинах 700–800 км [5]. И это взаимодействие может оказаться более значительным, по крайней мере, проникающим в нижнюю мантию, нежели геодинамика литосферы и верхней мантии.

И взаимодействие коромантийных сегментов, и геодинамика литосферных плит в переходной зоне на Востоке Азии имеют, говоря грубо, общую субширотную ориентировку и, видимо, обеспечивают на большей ее протяженности повторяющуюся в субширотном же направлении смену основных морфотектонических элементов в секциях типа Б и В. Но обращенность на юг крайних секций типа А и повторение (трансляция) по простиранию секционных групп БВ указывают на воздействие на переходную зону Востока Азии некоторых процессов субмеридиональной, точнее север-северо-восточной ориентировки. Если учитывать обращенность Зондской и Беринговоморской секций на юг, то следует предполагать, что эти процессы должны преимущественно действовать в северном направлении и что главная арена их действия располагается в приэкваториальном поясе Земли в Западной Пацифике и далее на запад продолжается в низких

широтах Северного полушария южным крылом Средиземноморского подвижного пояса (Гималаи, Макран и Загрос, островодужные системы Средиземного моря). Это полоса взаимодействия Южного полушария Земли, насыщенного астеносферным материалом и обладающего избытком высот геоида над сфероидом вращения [12, 13], и относительно холодного Северного полушария с недостатком высот геоида. Поскольку аномалии высот геоида над сфероидом вращения не превышают первых десятков метров, естественно полагать, что существуют процессы, выравнивающие его фигуру, видимо, за счет перемещения мантийных масс из Южного полушария в Северное. Именно они определяют положение Карибского региона, Средиземноморского молодого подвижного пояса и субширотных секций переходной зоны в западной части Тихого океана. Можно полагать, что во взаимодействии Северного и Южного полушарий вообще, Лавразийского материкового пояса и проникающего в Пацифике далеко на север Южного океана существенно значительные ротационных процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (02-05-64022).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 275 с.
2. Красный Л.И., Гершанович Д.Е. Планетарные неоднородности Тихоокеанского сегмента Земли // Тезисы докладов. XIV Тихоокеанского научного конгресса. Секция В II. Континентальные окраины, островные дуги и структурные элементы дна Тихого океана. М., 1979. С. 111–113.
3. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюл. МОИП, отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 4. С. 3–15.
4. Песков Е.Г., Мигович И.М. Окраинно-континентальная рифтовая система на северо-востоке Азии // Геология и геофизика. 1980. № 2. С. 11–18.
5. Тараканов Ю.А., Винник Л.П. Новая интерпретация ундуляций геоида на море // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220, №2. С.339-341.
6. Тараканов Ю.А. Неровная поверхность океана // Природа. № 1. 1976. С. 106–111.
7. Тектоническая карта Охотоморского региона. 1:2500000 / Ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 2000.
8. Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.
9. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
10. Уфимцев Г.Ф. Горные пояса континентов и симметрия рельефа Земли. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. 169 с.

11. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника новейших рифтовых систем Евразии // Тихоокеан. геология. 1997. Т.16, №3. С.13–28.
12. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа геоида // Геотектоника. 1998. № 4. С.19–24.
13. Хаин В.Е., Зверев А.Т. Динамика литосферы и сейсмо-томография // Природа. 1991. № 4. С.32–39.
14. King L. The Natal Monocline: explaining the origin and scenery of Natal, South Africa. Second revised Edition. Pietermaritzburg: University of Natal Press, 1982. 134 p.
15. Ollier C.D., Powar K.B. The Western Ghats and the Morphotectonics of Peninsuldr India // Zeitschrift für Geomorphologie. 1985. Suppl. bd. 54. P. 57–69.

Поступила в редакцию 15 ноября 2000 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

G.F. Ufimtsev

Order in the structure of tectonic relief of the transition zone in Eastern Asia

The structure of tectonic relief of the continent-ocean transition zone in Eastern Asia is determined by a symmetrical composition of divisions characterized by ordered combinations of the forms comprising them. The nature of such a structure is considered in connection with the structure of the geoid relief and is recognized not only in the geodynamics of lithospheric plates but also in the interaction of the crustal and mantle segments of the Earth, essentially differing in density and thermal regime.