

46. French H. M., Lewkowicz A. G. Periglacial sloopewash investigations, Banks Island, Western Arctic. — *Biul. Peryglacialni*, 1981, № 28, p. 33.
47. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 346 с.
48. Водный баланс основных экосистем центральной лесостепи. Ч. 1. М., 1974. 281 с.
49. Чернышев Е. П. Особенности эрозии и выноса питательных веществ в центральной лесостепи. — *Изв. АН СССР. Сер. геогр.*, 1968, № 1, с. 118.
50. Schumm S. A. The fluvial system. N. Y., 1977. 431 p.

Институт географии АН СССР

Поступила в редакцию
2.XI.1982

ELEMENTARY MORPHOLOGICAL UNITS AS AN OBJECT OF GEOMORPHOLOGICAL ANALYSIS

TIMOFEEV D. A.

Summary

The author introduces the notion of «elementary morphological unit» (EMU) which refers to smallest uniform plots of surface which are characterised with the same slope angle, morphology and exposition and limited with breaks in slope. The EMU is shown to be useful for better understanding not only of morphological and morphometrical pattern of topography, but of the relief genesis, evolution and morphogenetic dynamics in time and space. The problem of dynamical interrelation of watersheds, slopes and valleys is discussed from this point of view.

УДК 551.432(—925.8)

ЛЕ ДЫК АН

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОРФОСТРУКТУРНЫЕ РЯДЫ ИНДОКИТАЯ

Юго-Восточная Азия представляет особый интерес в отношении геоморфологии и геологии, так как она находится в зоне сочленения трех крупных секторов земной коры: Тихоокеанского, Индо-Австралийского и Евразийского, что дало Нгуен Нгием Минь [1] полное основание выделить ее как структуру особого типа — тектонический узел глобально-го масштаба с удачным наименованием Индопацифик. С точки зрения региональной геоморфологии И. П. Герасимов [2] рассмотрел сложную систему островов и морских впадин Юго-Восточной Азии как межookeаническую геотектуру дробления (крашинга). Большое значение в морфогенезе региона этот автор придает геодинамическим процессам в зонах субдукции с взаимодействием перемещающихся литосферных плит, что привело к раздроблению континентального массива на систему микроконтинентов (островов) и новообразованных впадин (с океанической корой). Надо особо отметить важное представление И. П. Герасимова о двух этапах в новейшем геологическом развитии этого региона: орогенно-геосинклинальном в мезозое и кайнозойском этапе деструкции.

Ю. Г. Гатинский [3] проанализировал историю формирования главных геологических структур Юго-Восточной Азии и сделал вывод о взаимной компенсации конструктивных и деструктивных процессов в развитии континентальной коры региона. Он считает, что на современном этапе в западной части региона преобладают в общем процессы сжатия и наращивания континентальной коры, а в восточной — процессы растяжения и деструкции.

В геоморфологическом отношении этот регион пока мало изучен, но является одним из немногих мест, где можно наблюдать полный эволюционный ряд основных морфоструктурных элементов переходной зоны между материком и океаном.

При характеристике переходной зоны западного побережья Тихого океана Ю. А. Мещеряков [4] наметил следующий эволюционный ряд

основных форм рельефа: равнины океанических платформ (с корой океанического типа)→островные дуги, глубоководные желоба и впадины современных геосинклиналей (с корой переходного типа)→молодые складчатые и вулканические горы→равнины континентальных платформ (с корой континентального типа). Аналогичный набор морфоструктур приводят также И. П. Герасимов, А. В. Живаго и С. С. Коржуев [5] для переходной зоны, к которой этими учеными отнесены не только периферические области океанов, но и надводные периокеанические части материков, включающие современные и древние морфоструктурные горно-складчатые пояса. Эволюционный ряд основных форм рельефа отражает в общем закономерное латеральное распространение морфоструктур, присущих не только одной переходной зоне, но, несомненно, и всему рельефу поверхности Земли.

Закономерное сочетание комплексов морфоструктурных образований рассмотрено И. П. Герасимовым [6] при анализе общих черт рельефа Земли. Он выделил 15 главных элементов архитектуры Земли, которые можно объединить в две группы: шовные и внешовные зоны. По принадлежности к континентам и океанам различаются континентальные и океанические внешовные зоны; межконтинентальные, океанические и континентально-океанические шовные зоны. Отмечено, что большую сложность и многообразие имеют геотектуры шовных зон, которые представляют собой главнейшие объекты морфоструктурного анализа рельефа Земли в свете теории глобальной тектоники плит.

При анализе морфоструктуры СССР А. А. Асеев и др. [7] подчеркнули закономерности изменения морфоструктур в зависимости от степени вторичной активизации, связанной с их положением по отношению к древним и молодым шовным зонам. Так, выяснено, например, что блокогены являются генетически переходными образованиями от мобилтонов к эпиорогенам и часто распространены на границах между платформенными равнинами и орогенами.

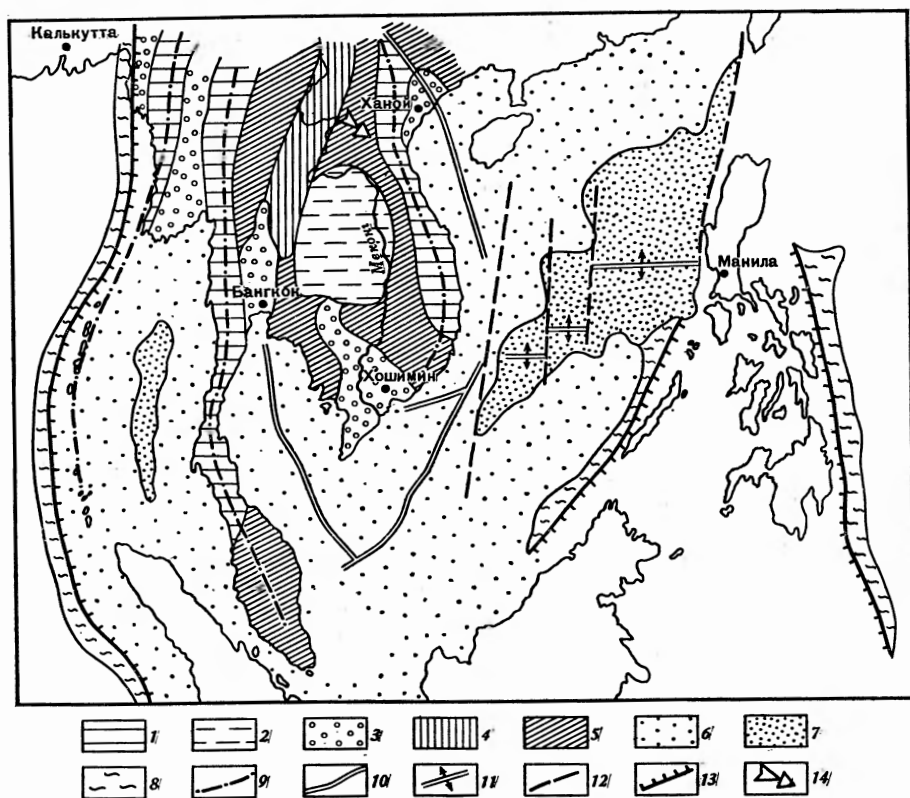
Таким образом, можно считать, что морфоструктуры закономерно распространены в пространстве в зависимости от их тектонической истории и объединяются в эволюционные морфоструктурные ряды. Поэтому существование морфоструктурных рядов — явление объективное, исследование которого весьма важно для определения закономерностей развития современного планетарного рельефа в тесной связи с глубинным строением земной коры. В данной статье нами рассмотрены главные типы морфоструктур в пределах Индокитайского полуострова и прилегающих территорий Юго-Восточной Азии и некоторые закономерности их размещения; намечены генетические морфоструктурные ряды (ГМР). Под ГМР мы понимаем *генетически закономерное сочетание в пространстве комплексов морфоструктур разного типа, свойственных определенным геотектурам Земли и отражающих тектоническую стадию их развития.*

Индокитайский полуостров и сопредельные области Юго-Восточной Азии, по представлению И. П. Герасимова [6], можно отнести к переходным зонам, или шовным зонам двух типов: современным и древним континентально-океаническим и межконтинентальным. Этот полуостров принадлежит к областям палеозойско-мезозойской складчатости при важной роли раннемезозойской (индосинийской). В его пределах существуют древние выступы фундамента — срединные массивы разного размера (Контум, Фухоат и др.). По классификации И. П. Герасимова [6], на этой территории можно выделить несколько геотектур.

К палеорогену относятся горные сооружения Северо-Запада Вьетнама, Лаоса, Севера и Запада Таиланда, Юго-Запада Кампучии, п-ова Малакка, приуроченные к зонам мезозойской складчатости. Для этого типа геотектур характерно общее совпадение структурного и орографического плана, однако наряду с прямыми также широко развиты обращенные (несогласные) морфоструктуры, распространенные главным образом в районах интенсивных неотектонических поднятий. Рельеф палеорогена преимущественно средне- и низкоротный с присутствием

нагорий, представленных сочетанием гор, плоскогорий, плато и межгорных депрессий. В его пределах можно также выделить отдельные ступени рельефа — остатки поверхностей незавершенного выравнивания.

Более ограниченное распространение имеют горы палеозойского и древних докембрийских массивов, которые могут быть отнесены к эпигорогену. Они находятся на Северо-Востоке Вьетнама, и его центральной части, в Восточной Бирме и приурочены к активизированным краям платформ, срединным массивам и прилегающим к ним образованиям докембрийской складчатости, довольно интенсивно вовлеченным в альпийский орогенез. Для них характерны сводово-глыбовые поднятия, горстовые массивы и межгорные котловины — грабены.



Морфоструктура Индокитая

1—5 — Главные типы морфоструктур континента. Прямые: 1 — горные хребты-антиклинории, 2 — низменности-синклинали, 3 — аккумулятивные равнины на прогибах; обратные: 4 — синклинальные горные хребты, 5 — морфоструктуры переходного типа, 6 — шельф и континентальный склон; 7 — дно котловин морей; 8 — глубоководные желоба; 9 — оси поднятий; 10 — оси рифтовых впадин; 11 — зоны раскрытия океанического дна; 12 — трансформные разломы; 13 — зоны Бенъофа; 14 — направление движения континентальной плиты

Большую стабильность в мезозойско-кайнозойское время имело плато восточного Таиланда, образованное мезозойскими породами с горизонтальным или слабонаклонным залеганием, покоящимися на древнем фундаменте. Оно характеризуется приподнятыми новейшей тектоникой краевыми частями и денудационным, холмистым рельефом. Отмечены также неогеновые рифтовые зоны, в том числе зона Красной реки.

В пределах Индокитайского полуострова кроме Северо-Востока Вьетнама, принадлежащего к подвижному краю Южно-Китайской платформы, четко выделяются два краевых горных пояса и центральная низменность (рисунок).

Краевой западный горный пояс, начиная с горы Тонгленг и нагорья Шан на севере до самой южной оконечности п-ова Малакка, имеет

преимущественно меридиональное направление и длину более 2500 км. Краевой восточный (или Восточно-Вьетнамский) горный пояс состоит на севере из хребтов Айлаошань — Хоанглиеншон, хребта Чыонгшон в центральной части, а на самом юге включает нагорье Ламвиен. Этот пояс характеризуется дугообразной формой в плане и меньшей длиной по сравнению с западным поясом — порядка 1500 км. Обе эти горные системы обрамляют центральную низменность полуострова, которая приурочена к широким равнинам нижнего течения рек Менам и Меконг, а также плато Корат.

Геолого-геоморфологический анализ рассматриваемой территории позволяет выяснить некоторые закономерности в размещении типов морфоструктур. Так, в краевых ее частях наблюдаются главным образом прямые морфоструктуры — глыбовые горы и сводовые поднятия, приуроченные к выступам докембрийского фундамента (Шан, Фухоат, Контум и др.), а также к хребтам-антиклинариям (Пушилунг, Дона, Пукет, Чыонгшон и др.). Для этих систем характерно устойчивое унаследованное поднятие по крайней мере с позднего палеозоя.

Далее, по направлению в глубь полуострова развиты сложные сочетания морфоструктур главным образом переходного типа: плато и плоскогорья, горные хребты, низкогорья, холмогорья, а также денудационные равнины, которые приурочены к зонам палеозойско-мезозойской складчатости. Для них характерны различные соотношения рельефа и структур. Интересно отметить, что в центральных частях полуострова существуют одновременно оба типа морфоструктур: обращенные и прямые. Первые относятся к зонам мезозойских впадин, но были интенсивно подняты в новейшее время, образовав при этом разбитые на блоки синклинальные хребты (Дендинь, Фалан, Фипакнам и др.). В противоположность северным областям на юге центральной части полуострова, где кайнозой характеризовался тектонической стабильностью, на месте юрско-мелового бассейна развиты прямые морфоструктуры: низменности (низкие плато)-синклинали, а в районах устойчивого опускания аккумулятивные равнины прогибов.

Таким образом, в рельефе Индокитайского полуострова наблюдается закономерное изменение типа морфоструктур от периферии к центру. В западной и восточной периферических частях развиты прямые морфоструктуры устойчивых поднятий. На севере центральной части полуострова в пределах поднятий сформировались обращенные, на юге — прямые морфоструктуры. Между морфоструктурами центральных и периферических частей развиты морфоструктуры переходного типа.

Вместе с тем на обширном пространстве Юго-Восточной Азии заметно существенное отличие между западной и восточной, а также северной и южной ее частями в размещении главных морфоструктур. В пределах Индо-Бирманских хребтов (геотектура типа орогена) обнаружены прямые морфоструктуры зоны кайнозойской складчатости с чередованием аккумулятивных равнин межгорных прогибов и гор-антиклинорий или хребтов-антиклиналей. К югу от этой области, в зоне современной геосинклинали Андаманского моря (неороген) также наблюдаются прямые морфоструктуры: глубоководные прогибы (желоба) и острова-антиклинали. К востоку от Индокитайского полуострова распространены окраинные моря и островные дуги, типичные для переходных зон западной части Тихого океана (неорогены).

Перейдем к характеристике ГМР каждой из выше перечисленных геотектур (рисунок). В пределах восточного сектора Юго-Восточной Азии с востока на запад можно наметить такую последовательность распространения морфоструктур: 1) глубоководная равнина — ложе Филиппинской котловины (талассоген) → 2) Филиппинский глубоководный желоб — зона субдукции → 3) Филиппинская островная дуга — антиклинорий → 4) Палаванский желоб [8] — зона субдукции → 5) глубоководная равнина — дно котловины Южно-Китайского моря → 6) континентальный склон со сложным рельефом блоковых и сводовых морфо-

структур архипелагов Чыонша и Хоангша→7) Восточно-Вьетнамский шельф с наложенными неогеновыми рифтовыми структурами→8) Восточно-Вьетнамский краевой горный пояс — антиклинорий и выступы докембрийского фундамента→9) зона низких гор, плато и денудационных равнин Лаоса и Северной Кампучии со сложным гетерогенным геологическим строением→10) центральная зона низкого плато — синеклиза Корат.

Как видно из изложенного, восточный сектор Юго-Восточной Азии отличается сложным геолого-геоморфологическим строением: здесь выделяется зона неотектонической стабильности, две зоны активного новейшего поднятия и две зоны интенсивного новейшего опускания. Наиболее сложными являются переходные зоны между областями поднятия и опускания (относительного и абсолютного). Это прежде всего зона континентального склона с весьма контрастным рельефом, а также зона морфоструктур переходного типа на материке.

Указанные выше особенности ГМР восточного сектора Юго-Восточной Азии находят полное отражение в глубинном строении земной коры и новейшей истории его геологического развития. Филиппинская островная дуга считается зоной активного наращивания земной коры [9] с фрагментами континентальной коры докембрийского фундамента. Она ограничена с обеих сторон зонами субдукции с погружением океанической коры в направлении к ее центральной оси. Раскрытие Южно-Китайского моря, по последним палеомагнитным данным [9, 10], происходило с 32 по 17 млн. лет тому назад (т. е. в олигоцен-миоцене). Магнитная аномалия в отличие от существовавших ранее представлений имеет не северо-восточное, а широтное простирание, симметрично распространяясь по обеим сторонам подводного хребта (15° с. ш.), который является и зоной раскрытия морского дна. Можно думать, что этим направлением объясняется возможность горизонтального движения Индокитайского блока к юго-востоку. Толщина океанической коры здесь уменьшается до 10—12 км [11].

Как уже отмечалось выше, континентальный склон Южно-Китайского моря имеет дифференцированный рельеф и сложное геологическое строение. Здесь земная кора утончается до 20—25 км, но сохраняет остатки микроконтинентов, испытавших раздробление и погружение в новейшее время. На Восточно-Вьетнамском шельфе в неогене началось образование прогибов — рифтовых зон, часть из которых продолжается на материке (зона Красной реки). Они характеризуются большой протяженностью (до 1000 км) при ширине 100—250 км, интенсивным погружением и накоплением мощных кайнозойских отложений (до 6—9 км), уменьшением мощности земной коры на 10—12 км, повышением теплового потока в их осевых частях до 2,5 Е. Т. П. и развитием на бортах континентального неоген-четвертичного щелочно-базальтового вулканизма [3], что дает основание многим исследователям предположить их рифтогенную природу [12—14]. Надо отметить, что именно в этих областях обнаружено явное перемещение к западу зон деструкции, которые существовали в олигоцене — миоцене в центре Южно-Китайского моря (зоны раскрытия морского дна), а в неоген-четвертичное время — на Восточно-Вьетнамском шельфе (зоны рифтов) и даже на континенте (зона Красной реки). Это свидетельствует о тенденции к расширению зоны деструкции земной коры в новейшее время, приводящей к раскрытию впадин окраинных морей.

По данным морфоструктурного анализа, в том числе и данным о поверхностях выравнивания и базальтовых излияниях [15, 16, 17], Восточно-Вьетнамский краевой хребет характеризуется довольно интенсивным поднятием, особенно в четвертичное время. Здесь наблюдается утолщение земной коры до 40 км и больше [18, 19]. Стабильную зону плато Корат (со средней высотой 210 м) можно рассматривать как зону, не испытавшую сколько-нибудь заметного неотектонического поднятия или опускания. Она характеризуется простым рельефом и средней мощностью земной коры порядка 35—40 км.

В геологическом строении восточного сектора Юго-Восточной Азии весьма важную роль играет зона разломов Красной реки, разделяющая подвижный край Южно-Китайской платформы на северо-востоке и палеозойско-мезозойские складчатые зоны на юго-западе. Отмечалось, что по этой зоне происходило горизонтальное смещение (сдвиг) большой амплитуды (сотни километров). Однако одни авторы считают ее правым [3 и др.], а другие — левым сдвигом [20, 21]. Морфоструктурный анализ гидроорографии, сводовых и кольцевых форм рельефа приводит нас к мнению о вероятности значительного смещения к юго-востоку.

Таким образом, в строении ГМР восточного сектора Юго-Восточной Азии обнаружено чередование зон поднятия и опускания при преобладании последних. Зоны поднятия обусловлены генетически различными причинами. Поднятие Филиппинской островной дуги связано с процессами субдукции, в то время как возможной причиной воздымания Восточно-Вьетнамского хребта может быть сжатие земной коры благодаря движению Индокитайского блока к юго-востоку и противонаправленное ее растяжение при образовании рифтовых зон на шельфе. На большой площади восточного сектора Юго-Восточной Азии в кайнозое происходит процесс опускания земной поверхности с образованием окраинных морей с океанической корой и корой переходного типа за счет растяжения и уменьшения мощности континентальной коры. В целом можно сказать, что восточный сектор Юго-Восточной Азии характеризуется большим погружением по сравнению с западным, что связано с процессами деструкции континентальной коры [2, 3].

В западном секторе Юго-Восточной Азии, восточной границей которого является линия Луангпрабанг — Бангкок, имеется два ГМР: континентальный на севере и океаническо-континентальный на юге. В пределах последнего с запада на восток наблюдается следующая последовательность морфоструктурных зон: 1) глубоководная равнина — ложе Индийского океана (талассоген) → 2) Зондский глубоководный желоб — зона субдукции → 3) Андаманская островная дуга — антиклинорий, с внутренними продольными прогибами → 4) глубоководная равнина — дно котловины Андаманского моря → 5) материковый склон с довольно простым рельефом → 6) Западно-Малаккский шельф → 7) краевые (передовые) Малаккские хребты-антиклинории → 8) шельф Сиамского залива с наложенными рифтовыми прогибами.

В этом втором ГМР обнаружено также чередование зон поднятия и погружения: две зоны поднятия (Андаманская островная дуга и Малаккские хребты) и две зоны опускания (котловина Андаманского моря и прогиб Сиамского залива) с преобладанием в целом неотектонического погружения региона.

Третий, континентальный ГМР на севере западного сектора Юго-Восточной Азии с запада на восток характеризуется следующим набором морфоструктур: 1) Индийские низкая и высокая платформенные равнины (кратон) → 2) Предараканская равнина, приуроченная к прогибу, который считается также зоной субдукции, падающей в направлении плато Шан [3] → 3) Араканские хребты-антиклинории → 4) Центральнобирманская равнина на прогибе → 5) хребет-антиклиналь Пегу-Йома → 6) краевые Восточно-Бирманские хребты-антиклинории с выступами докембрийского фундамента → 7) зона Бирмано-Таиландских нагорий и хребтов сложного геологического строения (морфоструктуры переходного типа) → 8) центральная зона Лаосско-Таиландских синклинальных хребтов. В этом ГМР также хорошо выражено чередование морфоструктурных зон поднятия и опускания. Однако здесь преобладающей является тенденция к интенсивному воздыманию территории в кайнозое, которое происходило в условиях сильного сжатия земной коры, связанного с продвижением Индийской плиты к северо-востоку. В результате имело место наращивание земной коры до 50 км и больше [14] и возникла обширная площадь среднегорных хребтов и наго-

рий, где в отличие от других ГМР довольно широко развиты обращенные морфоструктуры.

При сравнении трех ГМР обнаружено много общего, хотя по особенностям отдельных морфоструктур они довольно четко отличаются друг от друга. Общность строения трех ГМР выражается в сходстве закономерного расположения зон (от периферии к центру).

1. Зона стабильных платформенных равнин (кратонов) или равнин океанических платформ (талассогенов).

2. Зона интенсивного поднятия, связанного с процессом субдукции, выраженная островными дугами или передовыми горными хребтами.

3. Зона интенсивного погружения, представленная окраинными морями со вторичной океанической корой или краевыми аккумулятивными равнинами тектонических впадин.

4. Зона поднятия краевых горных систем.

5. Зона морфоструктур переходного типа. В центральных частях полуострова распространены обращенные или прямые морфоструктуры.

Это сходство всех ГМР в значительной степени отражает известную симметрию не только в геологическом, но и в геоморфологическом строении Юго-Восточной Азии. С этой точки зрения можно отметить о. Калимантан, нарушающий указанную симметрию. По-видимому, большие размеры острова позволили ему сохранить некоторую морфоструктурную общность с материковой частью региона. Можно предполагать, что зоны поднятия и опускания Юго-Восточной Азии как сосуществующие пары представляют собой геоволны, подобные тем, которые четко отражены в рельефе СССР [22].

Установленные выше ГМР следует считать типичными для переходной зоны Юго-Восточной Азии, и поэтому их возможно назвать ГМР Индо-Тихоокеанского (Индо-Пасифического) типа.

Особенность строения этих ГМР заключается в присущем им сочетании типичных геотектур. Так, первый ГМР включает: талассоген → неороген → эпиороген; второй: талассоген → неороген → палеороген; третий ГМР: кратон → ороген → палеороген. Этим отличием объясняется разница в строении и развитии рельефа восточного и западного секторов Юго-Восточной Азии, а также северной и южной частей этой территории. Так, восточный сектор с геотектурами типа талассогена и неорогена представляет собой наиболее погруженный регион с устойчивым процессом развития широких окраинных морей и рифтовых зон, в то время как западный сектор, включающий кратон и ороген, является зоной интенсивного воздымания. Отличие между западным и восточным ГМР можно объяснить их положением в сфере влияния различных литосферных плит: Тихоокеанской и Индийской. Кроме того, северная часть Индокитайского полуострова отличается интенсивным поднятием благодаря столкновению двух континентов (Индии и Евразии), сопровождаемым утолщением и воздыманием земной коры, тогда как для его южной части характерно преимущественное опускание с образованием широких прогибов часто рифтогенного типа, что связано с процессом растяжения земной коры. Вышеизложенными данными вполне подтверждается соображение И. П. Герасимова [2] о кайнозойском этапе деструкции ранее созданных орогенно-складчатых морфоструктур главным образом в восточной и южной частях рассматриваемой территории.

В заключение необходимо отметить, что морфоструктурный анализ, в особенности анализ ГМР Индокитайского полуострова и прилегающих областей Юго-Восточной Азии, дает возможность выявить закономерное сочетание главных форм рельефа, а также наметить особенности современного его развития в тесной связи с геологической структурой и глубинным строением земной коры региона. Это первая попытка применения морфоструктурного подхода к изучению главных черт рельефа этой обширной территории, которое нуждается в дальнейшей детализации и углублении.

При написании статьи автор пользовался ценными замечаниями А. А. Асеева, которому он приносит искреннюю благодарность.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Нгуен Нгием Минь*. Индопацифик — Юго-Восточная Азия в геологическом смысле. — Вестн. МГУ, сер. 4. Геология, 1978, № 4, с. 60.
2. *Герасимов И. П.* — Индо-Пасифик как межконтинентальная геотектура дробления (крашинга). — Геоморфология, 1983, № 3, с. 3.
3. *Гатинский Ю. Г.* Тектоника и история формирования геологических структур Юго-Востока Азиатского континента (проблема соотношения конструктивных и деструктивных процессов): Автореф. дис. на соиск. уч. степ. д-ра геол.-минер. наук. М., 1983. 45 с.
4. *Мещеряков Ю. А.* Основные элементы морфоструктуры Земли и проблема их происхождения. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1957, № 4, с. 3.
5. *Герасимов И. П., Живаго А. В., Коржуев С. С.* Геоморфологические и палеогеографические аспекты новой теории глобальной тектоники плит. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1974, № 5, с. 5.
6. *Герасимов И. П.* Архитектура Земли (геотектуры) в свете теории глобальной тектоники плит. — Геоморфология, 1976, № 3, с. 3.
7. *Асеев А. А., Благоволитин Н. С., Веденская И. Э., Городецкая М. Е., Финько Е. А.* Применение регионального морфоструктурного анализа к изучению геотектур. — В. кн.: Проблемы структурно-климатического подхода к познанию рельефа. Новосибирск, 1982, с. 4.
8. *Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин. — М.: Наука, 1975. 176 с.
9. *Holloway N. H.* North Palawan block, Philippines — Its relation to Asian Mainland and role in evolution of South China Sea. — Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 1982, v. 99, № 9, p. 1355.
10. *Katili J. A.* Geology of Southeast Asia with particular reference to the South China Sea. — Energy, 1981, v. 6, № 11, p. 1077.
11. *Нгуен Хай, Фам Тхиен Нге.* Предварительные результаты о строении земной коры под южной частью Восточного моря и Сиамского залива. Тез. докл. конф. наук о Земле. Хошмин, 1977, с. 128.
12. *Ву Динь Чинь.* Строение неоген-четвертичного Ханойского прогиба и история его развития: Автореферат на соискание уч. степ. канд. геол.-минер. наук. М., 1977. 28 с.
13. *Нгуен Нгием Минь.* Особенности геологического строения и развития Северного Вьетнама в связи с его минералогией: Автореферат дис. на соискание уч. степ. канд. геол.-минер. наук. М., 1979. 31 с.
14. *Гатинский Ю. Г.* Кайнозой Юго-Востока Азиатского континента и некоторые вопросы процесса рифтогенеза. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1980, № 3, с. 19 и № 7, с. 28.
15. *Лек Дык Ан.* Некоторые черты базальтовых покровов Южного Вьетнама. — Геол. съемка, 1978, № 36, с. 45 (на вьетн. яз.).
16. *Ле Дык Ан, Ма Конг Ко.* Особенности неотектоники Южного Вьетнама. Геол. и полезн. ископ. Вьетнама, т. I. — Тр. СГЭ, 1979, с. 335 (на вьетн. яз.).
17. *Ле Дык Ан, Ма Конг Ко.* Поверхности выравнивания Южного Вьетнама. — Геология, 1981, № 153, с. 8 (на вьетн. яз.).
18. *Исаев Е. Н., Фам Кхоан.* Некоторые особенности глубинного строения земной коры Вьетнама. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, вып. 6, с. 20.
19. *Буй Конг Куз.* Об особенностях глубинного строения земной коры во Вьетнаме по геофизическим данным. — Геология, 1982, № 154, с. 9 (на вьетн. яз.).
20. *Carbonnel J. P., Saurin E.* Contribution à l'histoire tectonique recent de l'Asie: les bassins neogenes du Sud-Est Asiatique. — Rev. geogr. phys. geol. dynam., 1975, v. 17, fasc. 3, p. 279.
21. *Нгуен Суан Бао, Чан Дык Лыонг.* Основные черты истории тектоники Вьетнама и прилегающих областей — Геол. съемка, 1979, № 42, с. 26 (на вьетн. яз.).
22. *Мещеряков Ю. А.* Рельеф СССР (морфоструктура и морфоскульптура). М.: Мысль, 1972. 519 с.

Главное Геологическое
Управление СРВ
Ин-т географии АН СССР

Поступила в редакцию
17.VIII.1983

GENETIC MORPHOSTRUCTURAL SERIES AT INDOCHINA

LE DYK AN

Summary

On the basis of geological and geomorphological data genetic morphostructural series (GMS) are distinguished at the Indochina and adjacent areas of the South-East Asia. The GMS are understood to be regular spatial combinations of different types of morphostructural complexes, each type belonging to certain geotecture of the Earth and reflecting a certain stage of tectonic evolution. Considerable differences are established between main topographic features of the eastern and western sectors of the SE Asia as well as between the northern and southern parts of the region. The differences result from tectonics (mostly the Cenozoic one) controlled by various deep processes and lithospheric plates movements.