

УДК 551.242

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ, СОЗДАВШИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНУЮ ОКРАИНУ ТИХОГО ОКЕАНА МЕЖДУ АЗИЕЙ И АВСТРАЛИЕЙ

П.Н. Куприн

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 01.06.16

В геологическом строении сегмента континентальной окраины Тихого океана между Азией и Австралией наблюдаются высокая структурная раздробленность, резко отличные гипсометрические положения участков с относительно большим темпом накопления осадков мезозойско-кайнозойского возраста, унаследованное и конседиментационное развитие надводно-подводных хребтов и внутрибассейновых впадин, нет следов сдваивания, скучивания слоев осадочных и вулканогенных толщ, нет отложений, накопившихся в океанических обстановках, много перерывов в накоплении осадков и размывов ранее накопившихся отложений, много угловых несогласий. Все эти и многие другие факты указывают на доминирующую роль дифференцированных вертикальных тектонических движений в формировании современной структуры данного сегмента континентальной окраины.

Ключевые слова: вертикальные тектонические движения, структурные блоки, перерывы и размывы отложений, унаследованный и конседиментационный размыв.

Kuprin P.N. Tectonic movements producing Pacific continental margin between Asia and Australia. Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series. 2016. Volume 91, part 2–3. P. 16–28.

Geological structure of the Pacific Ocean continental-margin segment, between Asia and Australia, varies significantly. The sites with relatively high rate of accumulation of Mesozoic-Cenozoic sediments have sharply different hypsometric locations. Above and underwater ridges and interbasin depressions have inherited and syndimentary development. There are no traces of twinning or clustering of sedimentary and volcanogenic layers; there are no deposits accumulated in the oceanic environment; there are many interruptions in sediment accumulation and washing-out of earlier deposits, and many unconformities. All these and other facts point to the dominant role of differentiated vertical tectonic movements in the formation of the modern structure of this segment of the continental margin.

Key words: vertical tectonic movements, structural blocks, unconformities and erosion, synsedimentary erosion.

Континентальная окраина (КО) океана — это полоса крупных элементов макроструктуры земной поверхности и контролирующих их новообразованных тектонических элементов, созданных в результате воздействия на край континента раскрывающейся впадины смежного океана. В самом общем виде в поперечном сечении КО в одном случае имеет форму разноразмерного коленообразного изгиба внешней поверхности и находящихся под ней слоев земной коры, сопровождаемого со стороны океана периокеаническим прогибом, а в другом — сложно построенную и нередко обширную тектоническую область, в которой главенствующую роль играют островодужные системы (ОДС) или альтернативные им геоморфолого-тектонические образования. В Мировом океане континентальная окраина непрерывна, она опоясывает континенты и крупные острова. Во внутреннем содержании, во внешней форме, в составе и свойствах слагающих ее отложений отчетливо проявляются все глав-

ные особенности строения смежных континентальных и океанских блоков.

Мы выделяем группу рифтогенных и группу островодужных континентальных окраин. Каждый из входящих в континентальную окраину блоков отличается от других подобных образований внешней формой и поверхностной структурой, размерами, иногда возрастом начального этапа формирования, внутренним строением, принадлежностью к господствующему геотектоническому элементу и т.д. Характеристика некоторых участков континентальной окраины ниже рассматриваемого региона приводится в серии наших статей (Куприн, 2010, 2013а, 2013б, 2014, 2015, 2016).

Задачей настоящей статьи является определение роли крупных современных тектонических элементов в образовании структурного плана изучаемой акватории и приведение доказательства того, что вертикальная направленность перемещения блоков КО была доминирующей среди других видов тектонических движений.

Границы исследуемой области

Крупные элементы рельефа уверенно очерчивают эту территорию в качестве единого и очень крупного геологического образования. Западная его граница совпадает с осью Яванского глубоководного океанического желоба (ГОЖ), служащего одновременно и естественной границей между Индийским и Тихим океанами.

Северная граница проходит по линии, соединяющей континентальный Китай и седловину между впадинами Южно-Китайского и Восточно-Китайского морей. Остров Тайвань, расположенный южнее этой линии, входит в исследуемую область.

С востока границей служит Филиппинский ГОЖ на пространстве от Кюсю-Палауского надводно-подводного хребта до южной центриклинали этого ГОЖ. Указанный хребет ориентирован меридионально, и он разделяет впадину Филиппинского моря на западную и восточную части.

На юге граница проходит по наиболее глубоким частям Тиморского и Танимбарского желобов-трогов. Тиморское и Арафурское моря относятся к Индийскому океану. Они обрамляют северную акваторию Австралии, которая именуется здесь Сахульским шельфом.

В означенных границах заключены структурные звенья континентальной окраины Тихого океана, рельефно выступающие одновременно и в качестве основных форм в тектонической схеме граничной области между указанными выше океанами. Ее примечательной особенностью служит в целом меридиональная ориентировка локальных геоморфолого-тектонических образований как раз в том месте, где наиболее близко друг к другу подходят Азия и Австралия. В целом же этот сегмент КО выступает в виде субмеридионального выпуклого поднятия на границе между сочленяющимися сегментами континентальной окраины Тихого океана. Мы выделяем этот участок континентальной окраины в особый регион, резко отличающийся по всем параметрам от восточной и южной областей этого тектонического элемента (Куприн, 2013а).

Рельеф донной поверхности

Рельеф донной поверхности отражает результаты тектонических движений и их влияние на верхний слой твердой земной коры. Сведения о рельефе являются важными природными указаниями на внутреннюю структуру отдельных элементов (Международный..., 2003; Mammerickx et al., 1973).

В западной части исследуемого региона в качестве основных выделяются структурные комплексы зондского и яванского шельфов. Здесь они объединены в Сунда-шельф. В западной части этого региона четко обозначена полоса шельфа Южно-Китайского моря, Тонкинский залив (залив Бакбо) и все другие участки, находящиеся к северо-востоку от китайского острова Хайнань (Арешев, 2003).

Восточнее располагается полоса сложных структурных сооружений, объединяющая о. Калимантан (Борнео) и сопряженные со структурами этого острова квазиостроводужные системы Палаван-Крекер, Сулу-Басилан и двойную классическую островодужную цепь поднятий и вулканов на Филиппинском архипелаге.

Особо следует выделить широкую полосу южно-северной ориентировки, образованную впадинами Банда, Серам, Молуккского, Сулавеси, Сулу и Южно-Китайского морей. Она простирается в меридиональном направлении на расстояние свыше 3400 км. Разделяющие локальные впадины элементы рельефа в своем большинстве соответствуют надводно-подводным хребтам, во многих местах осложненным современными вулканами. Хотя эта полоса простирается в направлении юг–север, самые глубокие части впадин морей Южно-Китайского, Сулу, Сулавеси и южной части моря Банда ориентированы под косым углом к ней, с юго-запада на северо-восток. Южная часть впадины Молуккского моря и вся северная часть впадины моря Банда не вытянутые, а округлые, чем отличаются от впадин других морей (рис. 1).

Восточнее этой меридиональной полосы находятся изгибающаяся часть Малой Зондской дуги, Молуккская с морем Хальмахера ОДС и Филиппинская ОДС. Длина этой полосы от о. Танимбар на юге до о. Тайвань на севере составляет более 4000 км. Элементы рельефа любого из островов смыкаются с элементами смежных островов без значительных «изломов», спокойно, что свидетельствует о близких по выраженности, по мощности и энергии тектонических движениях, обусловивших такие переходы.

Связь с Западно-Филиппинской котловиной Тихого океана практически повсеместно осуществляется через тренчи и трогои. На севере глубоководный океанический желоб Рюкю-Нансей к югу постепенно, через ряд трогов переходит в Филиппинский глубоководный желоб. Филиппинский ГОЖ вблизи островов Хальмахера через боковой трог-ответвление смыкается с плохо различимыми депрессиями между островами Оби и Мисаоол. Южнее последних в том же меридиональном направлении находятся депрессии-желоба Ару и Кай, а далее к западу уже в широтной ориентировке — желоба-троги Танимбар и Тимор.

Таким образом, исследуемая область контактирует на севере с типичными океаническими впадинами, входящими в структуру дна Тихого океана, а в южной части — с желобами-трогами внутриконтинентального генезиса в граничной полосе между Тихим и Индийским океанами.

Сведения о структуре недр по данным некоторых геофизических методов

Спутниковая альтиметрия (гравитационное поле, по Smith, Sandwell, 1997). В рассматриваемой области аномальное гравитационное поле разбивается

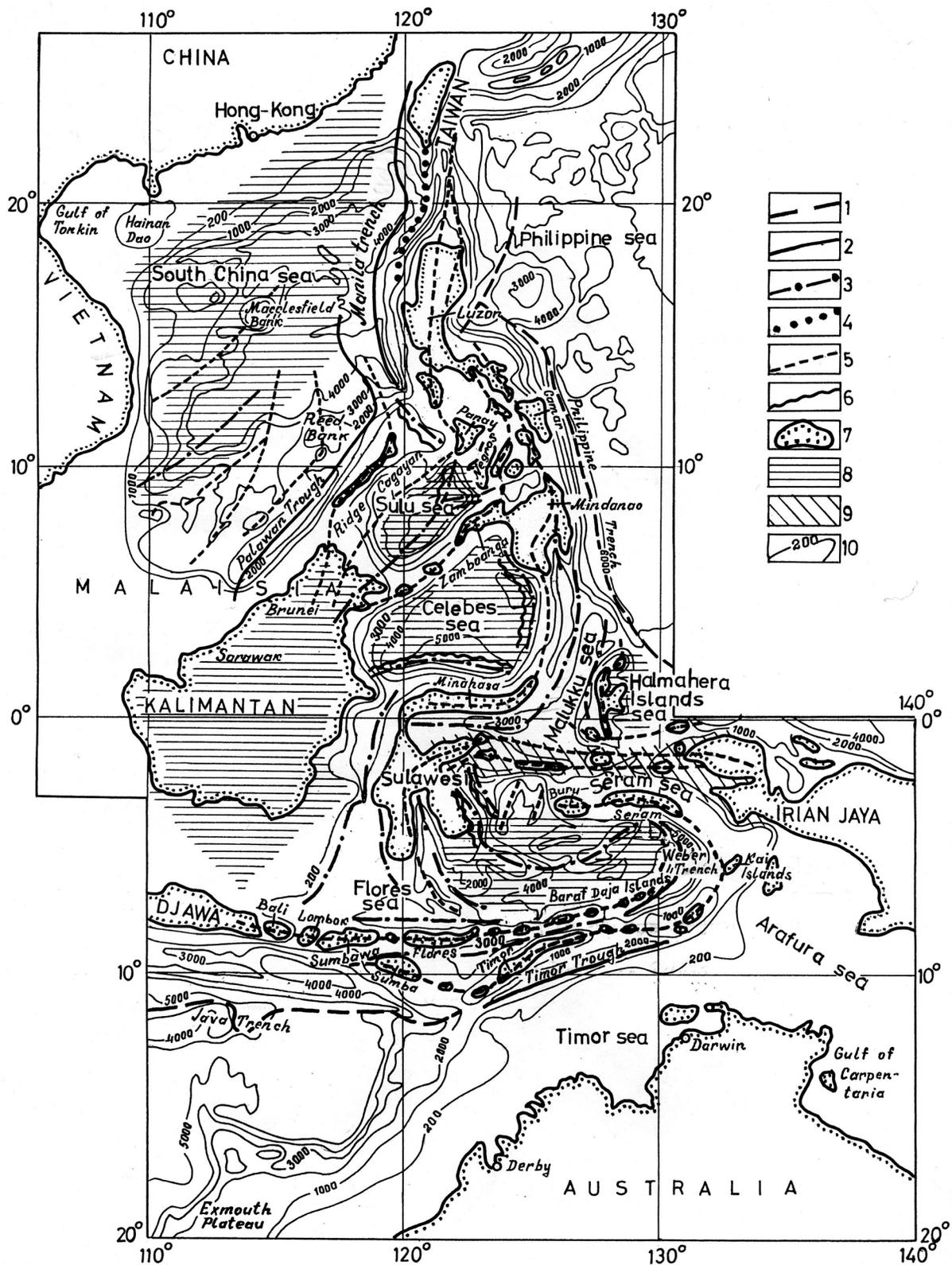


Рис. 1. Тектонические и морфоструктурные элементы континентальной окраины Тихого океана между Азией и Австралией: 1–6: оси тектонических и морфоструктурных элементов: 1 — глубоководных океанских желобов (ГОЖ) в островодужных системах, 2 — внутриконтинентальных трогов (Манильский, Палаванский, Тиморский, Вебер (Банда), 3 — трогов в структуре задуговых впадин квазиостроводужных систем (Панау-Негрос-Калимантан, Сулу-Молуккский –Хальмахера, Центральный Банда, Сумбава-Флорес, Южно-Китайский (море) и др., 4 — подводного продолжения хребта Центрального Тайваня, 5 — локальных трогов и надводно-подводных хребтов в квазиостроводужных системах Малой Зондской дуги, шпоры Сула, Минахасе-Сангике, Сулу-Басилан, Минданао-Сампара, Лусон-Тайвань, Большой Зондской дуги, хребтов южной части впадины Южно-Китайского моря и др., 6 — унаследованных прогибов и суббассейнов во впадинах внутриконтинентальных морей Сулу, Целебес, Банда; 7 — островная суша и контуры дна впадин внутриконтинентальных морей; 8 — задуговые впадины квазиостроводужных систем; в фундаменте им соответствуют приподнятые «обломки» разрушенной эпигерцинской платформы; 9 — шпора Сула; 10 — изобаты, метры

на северо-западную, центральную и юго-восточную части, отличающиеся рисунком локальных аномалий и их величиной. Северо-западная часть этого поля охватывает больше, чем половина впадины Южно-Китайского моря, прибрежные районы Китая и Вьетнама и небольшой участок вблизи о. Калимантан. Аномалии здесь имеют слегка вытянутую и/или округлую форму, небольшие размеры, отделены друг от друга такими же по форме элементами данного поля. В целом же аномалии всех видов и значений имеют округло-мозаичный облик с колебаниями от +50 мГал положительных и до –30 мГал отрицательных величин. На месте Манильского и Палаванского внутриконтинентальных желобов-трогов находятся узкие, вытянутые аномалии с значениями от –30 до –200 мГал.

Центральный участок характеризуется в основном положительными аномалиями от +50 до +400 мГал. Это поле также неоднородно. В местах развития разноразмерных желобов-трогов и депрессий во впадинах морей Сулу, Сулавеси и др. преобладают аномалии с отрицательными значениями от –10 до –150 мГал и больше. Особенно контрастным в этом плане выглядит впадина моря Банда. Разделяющие впадину надводно-подводные хребты повсеместно выражены положительными аномалиями. Юго-восточный участок обладает почти такими же показателями, как и северо-западный участок. На месте впадин Молуккского и Серам морей, а также в северо-западной оконечности впадины Арафурского моря доминируют значительные отрицательные аномалии со значениями от –130 до –150 мГал, а во впадине огромного внутриконтинентального желоба Вебер (Банда) — более –200 мГал.

В целом поле аномалий силы тяжести по данным спутниковой альтиметрии выглядит в виде «лоскутного одеяла». Здесь резко выступают структуры Филиппинской ОДС, надводно-подводные хребты и желоба-троги, окружающие впадину моря Банда. Квазиостроводужные системы не получили в этом поле полной индивидуальности. Из всех этих сооружений более или менее рельефно выступают сооружения Малой Зондской и Филиппинской дуг.

Другая особенность этого поля состоит в том, что данные спутниковой гравитации почти такие же, как и для континентальных блоков. Преимущественно это округлые или слабо вытянутые хаотически расположенные объекты, образующие в целом обширный купол с центральной вершиной на о. Калимантан, с полого наклоненными к северо-западу и юго-востоку склонами, иссеченными различными неровностями этого поля.

Структура аномального поля в океанской части, во впадине Филиппинского моря, имеет вид, в котором преобладающими являются полосовые, преимущественно меридиональные аномалии. Наиболее рельефно меридиональные аномалии выделяются в восточной части этого моря.

Аномалии силы тяжести в свободном воздухе. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе почти повторяют рельеф донной поверхности и, более того, подчеркивают положение слабее других проявленных морфоструктурных элементов. Неровности донной поверхности в современном виде выражены отчетливо, и обрисовывающие их аномалии силы тяжести свидетельствуют, как правило, о том, что именно они, эти неровности, являются причиной возникновения здесь локальных аномалий. В то же время рисунок, контуры аномалий силы тяжести и их величины позволяют провести четкую границу в поле их развития между западной и восточной частями изучаемой области. Эта граница проходит по восточному борту о. Калимантан на юге, по западным ограничениям впадин морей Сулу и Сулавеси в центре, по восточному краю впадины Южно-Китайского моря на северо-западе.

К западу от этой граничной линии рельеф донной поверхности и аномалии гравитационного поля обладают спокойным строением и невысокими значениями: в среднем от –60 до +80 мГал. Контуры форм рельефа и аномалий для наиболее крупных морфологических элементов остаются в целом очень близкими.

К востоку от указанной граничной линии формы донного рельефа и их морских обрамлений и контуры аномалий практически также полностью совпадают. Здесь отчетливо вырисовывается полоса аномалий силы тяжести, ориентированная с юга на север, полностью охватывающая контуры современных впадин морей. На самом востоке исследуемой области располагаются структуры (с севера на юг) о. Тайваня, Филиппинской ОДС, Молуккская и Минахаса-Сангихе ОДС, а также изгибающиеся структурные линии Малой Зондской дуги.

На периферии, где в рельефе земной поверхности господствуют надводно-подводные хребты с большим числом действующих вулканов, резко возрастают величины аномалий от +80 до +200 мГал и выше. Аномально высокие величины фиксируются, как правило, либо вдоль самых высоких частей надводно-подводных хребтов, либо на структурных формах днищ впадин, где отмечаются границы суббассейнов.

Контуры аномалий в желобе-троге Тимор идут на соединение с аномалиями силы тяжести в свободном воздухе к юго-западу, соединяясь с аналогичными структурами к югу от аномалий в море Сулу. Тем самым доказывается, что желоб-трог Тимор не сочленяется с яванским ГОЖ, а подходит к нему кулисообразно.

Все пониженные участки рельефа связаны с аномалиями с отрицательными показателями от –100 до –300 мГал. Стоит отметить, что во впадине моря Серам, во внутриконтинентальном огромном желобе Вебер (Банда), в желобе-троге Танимбар и др. заметно проявлены понижения дна самого разного размера и глубины.

Гравитационные аномалии в редукции Буге ($g' = 2,67 \text{ г/см}^3$). Общий вид исследуемой области остается таким же, каким он был выражен в аномалиях силы тяжести по другим геофизическим методам. Аномалии Буге показывают, что со стороны океана данный сегмент окружают высокоамплитудные формы. Внутри этой акватории поле аномалий имеет весьма пеструю картину. Особенно хорошо аномалии разнятся по глубине, контурам, интенсивности и амплитудам. На северо-западе, в области впадины Южно-Китайского моря, относительно низкоамплитудной является та ее часть, которая охватывает прибрежную полосу континентального Китая, Вьетнам и другие районы, расположенные к югу от этого места. Это означает, что аномалии Буге, в отличие, например, от аномалий в свободном воздухе, имеют прямо противоположные характеристики. Эти характеристики типичны для коры континентального типа.

Во впадине Яванского моря, на о. Калимантан и в их ближайшем окружении вообще нет аномалий. По-видимому, здесь аномалии в редукции Буге не высчитывались.

Вся остальная акватория подразделяется на три части по форме контуров и значениям аномалий. Впадины Южно-Китайского, Сулу, Сулавеси и Банда морей сохраняют свои округлые и полуокруглые контуры. Во впадине моря Сулавеси гравитационное поле в редукции Буге выражено аномалиями с очень высокими значениями. Между аномалиями с высокими значениями располагаются участки с весьма низкими значениями — от +80 до –40 мГал. Районы с такими характеристиками приурочены к линиям островных дуг и к сопровождающим их узким депрессионным акваториям. По этому признаку формы таких объектов, как впадины морей, линии, разделяющие эти впадины вулканических надводно-подводных хребтов, имеют четкие ограничения. Поэтому можно сказать, что данный сегмент континентальной окраины Тихого океана имеет в пространстве значительное преимущество как по форме объектов, так и по абсолютным величинам аномалий Буге перед типичным обликом аналогичного поля в океанском секторе. Это часть континентальной окраины Тихого океана в аномальном поле в редукции Буге обладает чертами акватории с корой континентального типа.

Результаты изучения рельефа поверхности Мохо и толщины земной коры методами глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ)

Рельеф поверхности Мохо — это подошва земной коры и толщина земной коры (включает всю толщину от подошвы Мохо до донной поверхности), определялись сейсмометрией в совокупности с данными бурения скважин и производством в 36 местах, в основном на морском дне глубинного сейсмического зондирования (Международный..., 2003). Сейсмометрическое профилирование в очень

большом объеме производилось перед началом бурения «геологических» скважин. Малазийский, Индонезийский и Филиппинский архипелаги являются нефтегазоносными территориями. На суше и в морских бассейнах пробурено много различных по назначению скважин, так что фактического материала для решения поставленной задачи было вполне достаточно. На всех островах указанных архипелагов толщина земной коры превышает 20–30 км, но есть острова с более мощной земной корой. На морских акваториях вокруг островов толщина земной коры и толщина всех отложений колеблется в широких пределах, но в целом она невысокая. Так, к западу от о. Лусон на соседнем шельфе Южно-Китайского моря многократные замеры толщины земной коры и ее структура по методу ГСЗ показали величины от 5,7 до 8,7 км, а глубина поверхности Мохо имеет отметки от 9,8 до 12,8 км. В наиболее глубокой части впадины Южно-Китайского моря эти величины соответственно колеблются от 6,1 до 7,2 и от 10,3 до 12,3 км. По этим показателям можно заключить, что эта часть впадины Южно-Китайского моря имеет земную кору, свойственную блокам с корой континентального и переходного типа. В обрамляющих структурах повсеместно отмечается кора континентального типа.

Во впадине моря Сулу подобные замеры соответственно равны 6,8 и 11,3 км, в районе суббассейна Котабаты они еще контрастнее. Возможно, и здесь этот блок впадины Сулу относится к новообразованным, обладающим земной корой частично субокеанического — переходного типа.

Во впадине моря Сулавеси у восточного подножья подводного хребта Сулу толщина земной коры составляет 8,3 км, а глубина до ее подошвы равна 13,5 км. По мере продвижения к центру впадины толщина земной коры возрастает до 9,2 км, а глубина до поверхности Мохо увеличивается до 13,4–14,1 км. Еще восточнее, в локальном понижении эти величины изменяются до 10,4 и 14,2 км. Из этого можно сделать вывод, что процесс утолщения земной коры охватывает лишь наиболее глубокие части современных впадин и идет в направлении с юго-востока на северо-запад. В некоторых местах встречаются отклонения от этого плана расположения участков с самыми малыми показателями толщины земной коры. Особенно заметны эти отклонения во впадине моря Банда. Здесь не видны закономерные колебания в показаниях толщины земной коры как в структурах донного рельефа, так и на смежной суше. На склонах островов эти величины изменяются от 9,2 до 30,4 км. В глубокой части впадины моря Банда, на ее днище эти величины колеблются от 7,2 до 13,7 км и от 11,3 до 22,06 км (глубина до подошвы Мохо). Все это означает, что и здесь есть блоки с типичной континентальной, переходной и даже субокеанической земной корой. Разброс наблюдаемых значений таков, что с позиций глобальной тектоники невозможно

объяснить, каким образом происходит «передача» величин мощности земной коры и глубины поверхности Мохо от континентального блока к субокеаническому, в направлении от суши к океану. Да и где этот океан-то? Где проходит граница между этими блоками, также неизвестно. Очевидно, однако, что резкие колебания в наиболее глубоких частях впадин морей, на склонах цоколей и на самих островах имеют место практически повсеместно, а это указывает на доминирующее значение вертикальных тектонических движений.

Эти факты подтверждаются магнитометрическими исследованиями. Согласно К. Ли и Р. Маккабе (Lee, McCabe, 1986), полосовые магнитные аномалии с индексами M_1 , M_3 , M_5 и M_9 во впадине моря Банда показывают, что тела с такими показателями возникли в доальбское–альбское время (от 112 до 123 млн лет). Во впадине моря Сулавеси выявлены магнитные аномалии раннекайнозойского возраста (72–65 млн лет). Еще севернее, во впадине моря Сулу, обнаружены четыре линейные аномалии с номерами 20–17, что соответствует примерно лютетскому веку среднего эоцена (41–47 млн лет). Эти магнитные линейные аномалии удалось нащупать лишь в наиболее глубоких частях морских впадин, расположенных в виде сравнительно неширокой полосы, простирающейся с юго-востока на северо-запад. Как видно из приведенных цифр, в этом направлении линейные магнитные аномалии характеризуют тела с тенденцией к омоложению возраста именно самых глубоких частей морских впадин.

Неясно лишь только, как эти части впадин связаны между собой — является ли их возраст результатом процесса, осложнившего данную полосу как единый блок, или каждый морской бассейн развивался по-своему, приобретая характеристики за счет разных воздействий. Возможно, это так и есть, но доказать однозначно трудно.

Данные геологических наблюдений

В схеме корреляции сводных схематических разрезов (рис. 2) использованы данные о детально описанных голландскими геологами обнажающихся на некоторых островах мощных разрезов отложений (Ван Беммелен, 1957), геологами других стран (Кучапин, 1964; Rangin, 1989; Rangin, Silver, 1990, 1991; Shipboard..., 1990) и откорректированные и сопоставленные с разрезами морских скважин автором этой статьи (Куприн, 2013б, 2014, 2015, 2016).

Анализ схемы корреляции разрезов, результаты геологических съемок, изучение разрезов нефтегазоразведочных и эксплуатационных скважин показали, что самыми древними из обнажающихся на дневной поверхности и вскрываемыми на некоторых нефтегазоразведочных площадях в морях являются нерасчлененные верхнепалеозойские, главным образом, пермско-каменноугольные образования. В отложениях этого возраста в некото-

рых естественных обнажениях обнаружены остатки организмов каменноугольного (редко), пермского и раннетриасового возраста. Повсеместно выявлены глубокий перерыв в стратиграфическом разрезе, выпадение из разрезов верхов нижнего и всего среднего триаса, угловое несогласие, которое сопровождается интрузиями гранитов, гранитоидов и магматических пород основного состава. Интрузии пронизывают кристаллические, главным образом, глаукофановые и амфиболовые сланцы, уплотненные песчано-алевритовые и аргиллитовые толщи. Данный перерыв и угловое несогласие совпадают с одной из последних тектонических фаз ларамийской складчатости.

Сильно деформированные верхнепалеозойские и пермско-нижнетриасовые породы несогласно перекрываются не очень толстым слоем грубых терригенных пород, с галькой и гравием в основании, с остатками ископаемой фауны позднего триаса–юрты. Мощность слоя обычно невелика, изменчива, текстура и структура одного разреза сильно отличаются от других, породы своеобразны по литологическому составу. За исключением разрезов на островах Тимор, Танимбар и др., граница верхнетриасовой толщи проходит в основании пестрых и сложно построенных отложений на всем огромном пространстве рассматриваемых архипелагов. Можно отметить, что северные разрезы слагаются преимущественно терригенными обломочными, а южные — карбонатными и терригенно-карбонатными породами. Из этого следует, что в позднем триасе на юге, вероятно, уже существовал морской бассейн, в который лишь в малом количестве поступали частицы терригенного обломочного материала. В северных разрезах было еще много таких частиц. Однако постепенно и эти источники были разрушены. Море охватило все районы, и в таком виде оно существовало вплоть до начала неогена. Судя по строению разрезов, в отдельных местах источники терригенного материала все же появлялись, но, как правило, в разное время. Дно морских бассейнов испытывало кроме поднятий некоторых своих участков еще и погружение, а при доминировании процесса погружения накапливались толщи преимущественно карбонатного материала. Однако погружения и поднятия дна морских бассейнов, судя по составу и возрасту осадочных образований, отличались разными глубиной, площадью, темпами и были, как правило, асинхронными. Нередко процесс дифференциации морского дна сопровождался интрузиями магматических пород и вулканизмом. Толщина осадочных образований и их состав объясняют длительность накопления (а оно охватывало практически весь мезозой и палеоген) преимущественно карбонатных осадков в морских бассейнах с достаточно спокойным режимом развития. Дифференциация режимов накопления осадков всегда имела место. Она усложнялась за счет проявления интрузивной и эффузивной, особенно вулканической деятельности, сильно вли-

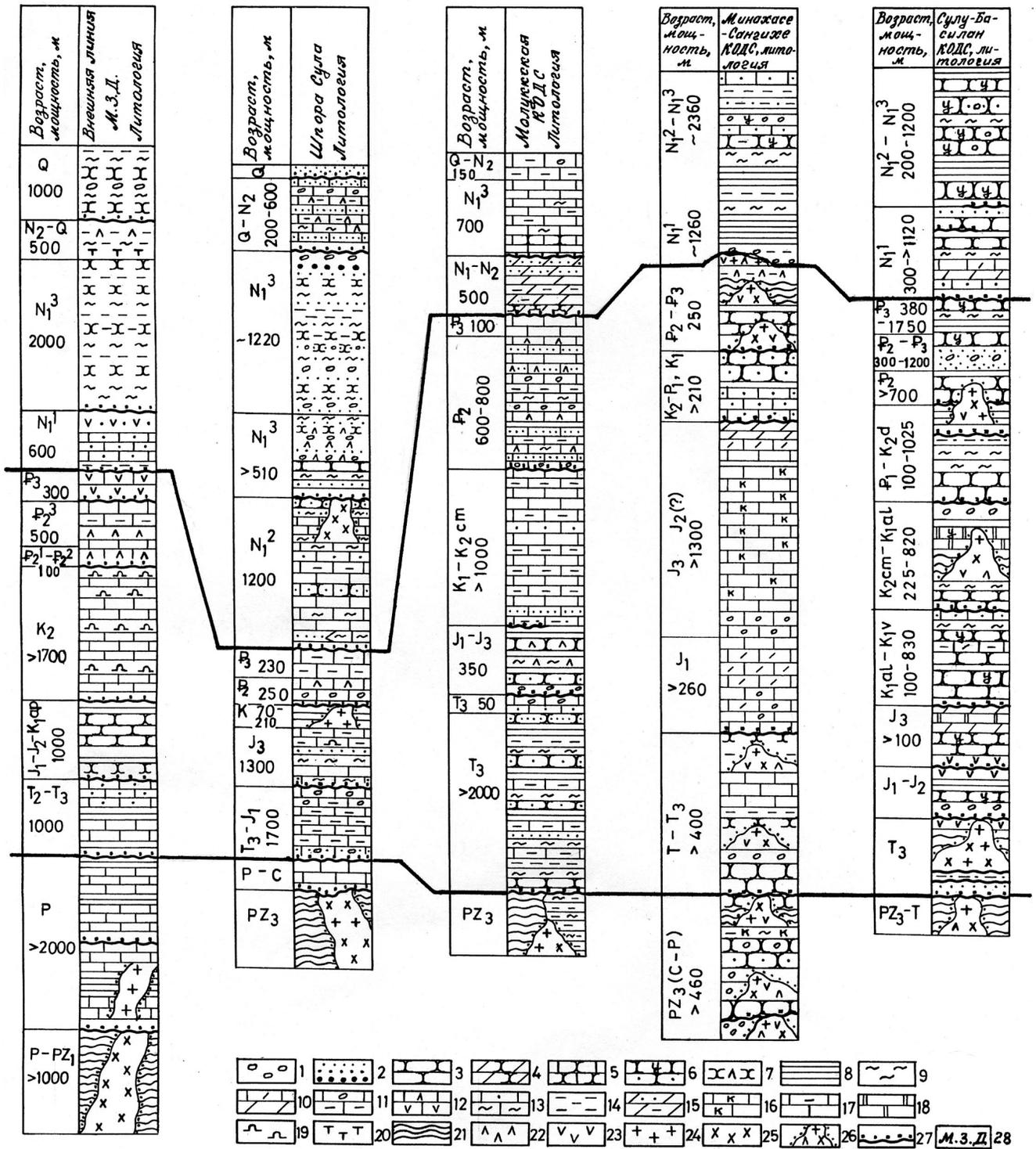


Рис. 2. Схема корреляции сводных схематических разрезов Малой Зондской дуги (МЗД), квазиостроводужных систем: шпора Сула, Молуккская, Минахасе-Сангихе и Сулу-Басилан в пределах континентальной окраины Тихого океана между Азией и Австралией: 1 — конгломераты, брекчия, гальки, лапилли и др.; 2 — слои гравия, песков разного гранулометрического размера, редких окатанных обломков горных пород; 3 — песчаники относительно чистые; 4 — мергели песчаные; 5 — песчаники сильно известковистые; 6 — песчаники с гравием, углем, алевритами; 7 — песчаники с вулканогенным материалом; 8 — глины; 9 — алевриты; 10 — породы известковые, глинистые; 11 — известняки глинистые, с гравием; 12 — известняки с высоким содержанием вулканогенного материала; 13 — известняки песчанисто-алевритовые; 14 — илы глинистые, глины слабо уплотненные; 15 — мергели песчано-глинистые; 16 — известняки с обломками растений; 17 — известняки преимущественно чистые, редко глинистые; 18 — доломиты, известняки доломитизированные; 19 — диатомовый материал; 20 — включения вулканогенного материала: туфы, туффиты, тефра, пеплы; 21 — сланцы кристаллические; 22 — вулканиды; 23 — гипсы; 24 — интрузии гранитоидов; 25 — интрузии магматические основного состава; 26 — силлы, батолиты, отдельные интрузии магматических пород; 27 — поверхности несогласия; 28 — Малая Зондская дуга

явших на осадкообразование. Особенно ясно это влияние выразилось в образовании локальных, а иногда и региональных перерывов и в выпадении из разрезов некоторых стратиграфических интервалов.

Время между палеогеном и неогеном соответствует второму крупному перерыву в осадконакоплении, размыву и несогласному перекрытию подстилающих пород в начале неогена. Этот перерыв отмечается хорошо и в карбонатных толщах наличием параллельных несогласий, а в некоторых местах в это время интенсифицируется магматическая деятельность, возникали источники терригенного материала, создавшие грубозернистые базальные слои и мощные толщи молассовых образований в образующихся депрессиях. Перерыв в накоплении осадков и размыв ранее образовавшихся пород совпадают с резким изменением плана распределения мощностей в толще неогенового возраста и с гипсометрическими различиями в положении в целом данной акватории и на этом фоне — отдельных участков. Выявленные в ряде мест очаги магматогенных образований, локально метаморфизованные ими слои осадочных пород и другие сопутствующие проявления подчеркивают асинхронность в развитии неогеновых бассейнов и разную глубину осадконакопления в отдельных бассейнах. В изученных разрезах нигде не фиксируются осадки океанского происхождения, никто их не встречал ни на суше, ни в море. Все изученные толщи накапливались в мелководных морских условиях в шельфовых морях.

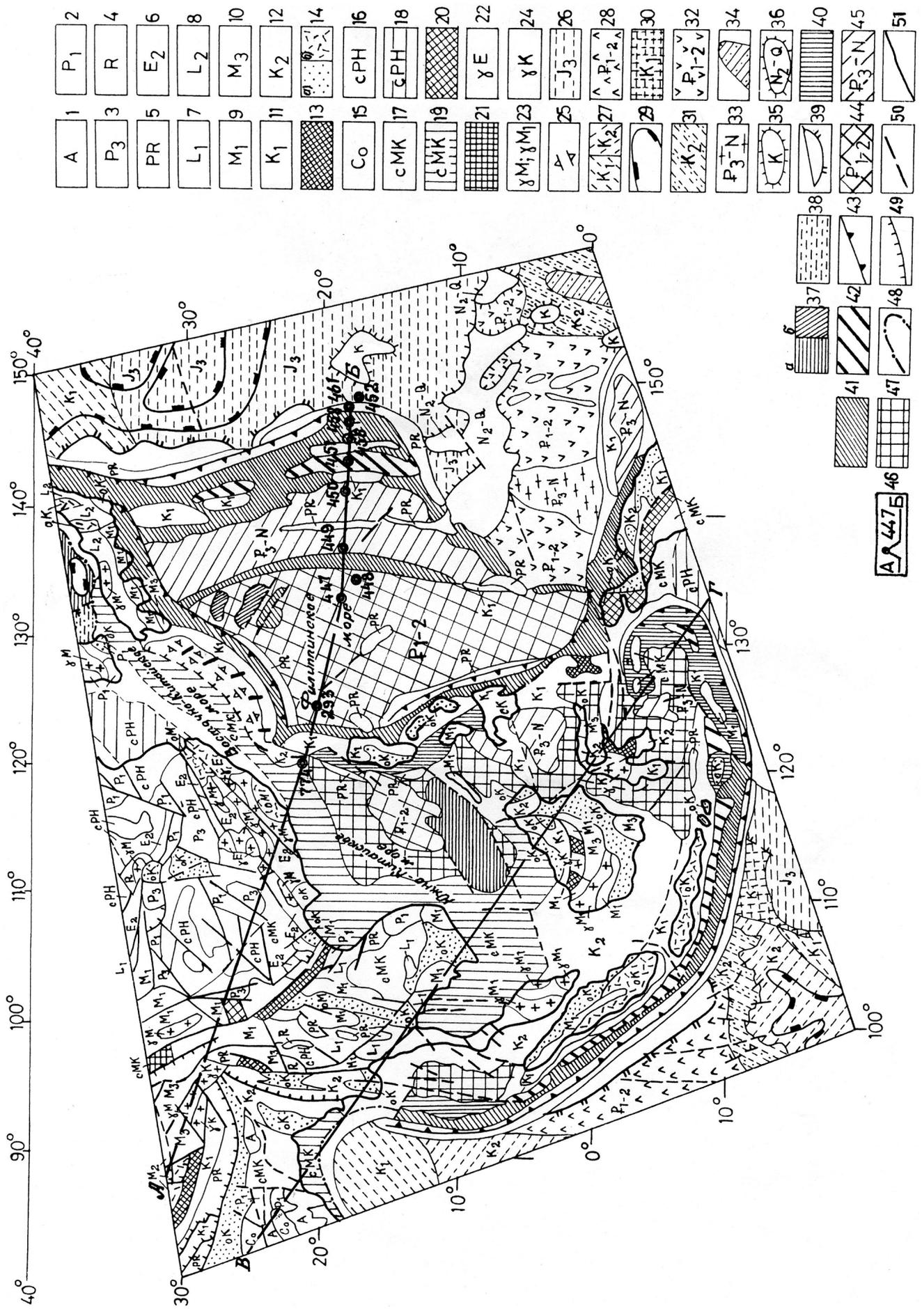
Совершенно не поддаются корреляции разрезы отложений плиоценового и четвертичного возраста. Их строение указывает на контрастное распределение условий, в которых они формировались. Здесь также много локальных и региональных несогласий, перерывов, линзообразных форм залегания, много интрузий и эффузий, вулканов, часто наблюдаются резкие колебания совершенно непоставимых мощностей отложений. Все это наглядно проявляется при сопоставлении разрезов естественных обнажений и морских скважин, даже если они находятся в ближайшем соседстве.

Можно, следовательно, заключить, что слагающие данную область осадочные и магматогенные образования накапливались и преобразовывались по-разному, в условиях, обусловленных гипсометрическим положением участков накопления осадочных отложений и продуктов магматогенной деятельности. Условия залегания пород и некоторые черты, связанные с этими процессами, не содержат каких-либо указаний на развитие горизонтально ориентированных движений. Пока все данные свидетельствуют о вертикальных перемещениях геологических образований. Наконец, в разрезах нет пород океанического происхождения.

Процесс, в котором преобладали дифференцированные тектонические движения вертикальной направленности, отчетливо проявлен в структуре отдельных блоков и в целом в пределах рассматри-

ваемой области. На прилагаемых иллюстрациях (рис. 3, 4) показаны результаты этого вида тектонических движений. На прилегающей суше, территориально охватывающей часть Южного Китая и Индокитайский полуостров, располагаются фрагменты Китайской платформы. В юго-западном секторе этой платформы, известном в литературе еще и под названием Индосинайский массив (Hoang Dinh Tien, 1999), в его центре, выявлен огромный купол с выходами на дневную поверхность архейских и протерозойских пород фундамента и платформенного чехла, а также обнаружены обрамляющие их со всех сторон также дислоцированные палеозойские и раннемезозойские осадочные образования (рис. 3). В ряде мест эти формы осложняются интрузиями кислых пород (Арешев, 2003; Гатинский и др., 1984; Леонов, Хаин, 1982; Хуан Цзицин, 1984) (рис. 4). Разрушение рассматриваемой платформы произошло в результате эпигерцинского (варисского) тектогенеза. Структуры этого возраста доходят до впадины Южно-Китайского моря и Филиппинской ОДС (рис. 3, 4). Наличие эпигерцинских складок в фундаменте целого ряда надводно-подводных хребтов отмечалось многими голландскими исследователями. Их отражение в более молодых образованиях позволяет оценить направленность тектонических движений.

На рис. 3 и 4 показано современное строение изучаемого сегмента континентальной окраины Тихого океана между Азией, Австралией и впадиной Филиппинского моря. Все наблюдаемые в этом сегменте тектонические элементы участвовали в строении эпигерцинской платформы. Выявлены разновозрастные складчатые пояса с древними комплексами докембрийских и кембрийских геологических образований. Они встречаются на большей части северной половины данной территории. В южной ее половине доминирующими были фанерозойские, главным образом, эпигерцинские элементы, сформированные вертикальными движениями. Основным доказательством служат структуры унаследованного и конседиментационного развития. Они могли возникнуть в результате дифференцированных вертикальных движений. Кольцеобразное опоясывание ядер выходов древнейших пород фанерозойскими складчатыми элементами отмечается во всех районах этой области. Эти отложения имеют возраст от силура до олигоцена. Структуры развивались по плану геосинклинального тектогенеза с образованием антиклинальных и синклинальных зон, выполненных молассой. На днищах древних и современных впадин морских бассейнов выделяются разновременные поднятия на морских (а не океанических!) плитах и вулканические хребты. Некоторыми геологами сделаны попытки показать в самых глубоких частях впадин короткие структуры типа срединно-океанических хребтов, микроконтиненты с неясными границами и погруженные блоки. На рис. 3 показаны так на-



зываемые поднятия с утолщенной корой океанического типа, равно как и океанические плиты с началом формирования осадочного чехла юрско-палеогенового возраста. Но это относится только к впадине Филиппинского моря и к прилегающим областям Тихого и Индийского океанов (рис. 4). То же самое можно сказать и об «островных» дугах. Анализ рис. 3 и 4 показывает, что нынешняя часть континентальной окраины Тихого океана среди тектонических образований варисского и послеварисского времени не содержала и не содержит признаков существования здесь океанских условий, океанских осадков и, естественно, структурных форм океанского генезиса. А тот факт, что найдены следы или признаки существования древних островных дуг как вулканического, так и невулканического происхождения, не является однозначным доказательством присутствия здесь океанских условий.

Заключение

Анализируя геологию континентальной окраины Тихого океана, мы обратили внимание на тот ее сегмент, где сочленяются Евразийская и Индо-Австралийская плиты. Как часть континентальной окраины, этот сегмент своеобразен по многим параметрам, он просто неповторим. Его размеры гораздо меньше размеров других сегментов и построен он совсем не так, как соседние участки. С востока и запада этот сегмент соседствует с регионами, где главными структурными сооружениями являются островодужные системы. Непосредственно в исследуемом регионе классические ОДС отсутствуют,

их замещают так называемые квазиостроводужные системы. Это тектонически и орографически «недоразвитые» ОДС, четко разделяющиеся на отдельные единицы. Главной особенностью следует считать их внутриконтинентальное происхождение и унаследование более молодыми осадочными образованиями тектонических форм эпигерцинской платформы, существовавшей здесь в конце палеозоя — начале мезозоя.

На многих островах рассматриваемой области в разрезах слагающих их отложений четко обозначен глубокий структурный перерыв, обширное угловое несогласие между верхнепалеозойско-нижнетриасовыми и вышележащими мезозойско-кайнозойскими отложениями. Здесь наблюдается частое проявление интрузивов кислых пород, в основном гранитов и гранитоидных, отчетливое изменение плана распределения мощностей мезозойско-кайнозойских отложений, указывающие на унаследованное и конседиментационное развитие, свойственное чехлам молодых платформ. Породы фундамента и платформенный чехол осложнены во многих местах многочисленными вулканитами. В данной местности встречаются во множестве отмершие и ныне действующие вулканы. В разрезах естественных обнажений наблюдается множество локальных угловых несогласий, перерывов, выпадений из них региональных и локальных литолого-стратиграфических единиц и др. Необычность структурного положения и резкие отличия в строении от соседних сегментов отмечаются при изучении любого участка в этой части континентальной окраины. Такие участки мы связали с близкими наиболее структурно выраженными квазиостроводужными

Рис. 3. Геологическое строение континентальной окраины Тихого океана между Азией и Австралией, по (Тектоническая карта Мира, м-ба 1:15 000 000, отв. ред. Ю.Г. Леонов и В.Е. Хаин, 1982). Элементы эпигерцинской Индокитайско-Южно-Китайской платформы и ее восточного и южного склонов, унаследованные чехлом мезозойско-кайнозойских отложений.

Складчатые пояса, комплексы интрузий, их фрагменты в более молодых складчатых поясах (ядро платформы на суше, а также к северу от впадины Южно-Китайского моря): 1 — позднерархейские интрузии гранитов (А); 2 — раннепротерозойские интрузии гранитов (Р₁); 3 — комплексы метаморфических пород и интрузии гранитов архея — раннего протерозоя (Р₂); 4 — интрузии гранитов конца протерозоя — кембрия (R); 5 — структурные формы нерасчлененных деформированных комплексов пород позднего протерозоя и раннего фанерозоя в складчатом основании более молодых сооружений (PR), в фундаменте эпигерцинской платформы; 6 — то же среднего силура — начала девона (E₂); 7 — то же позднего девона и среднего карбона (L₁); 8 — то же позднего карбона — перми (L₂); 9 — то же конца триаса — средней юры (M₁); 10 — то же позднего мела — палеоцена (M₂); 11 — то же эоцена — начала олигоцена (K₁); 12 — то же олигоцена — четвертичного времени (K₂); 13 — позднедокембрийские и палеозойские офиолиты; 14 — мезозойские (J₃-K) и кайнозойские (олигоцен-четвертичные) (oM и oK): а — молассы; б — вулканогенные породы в складчатых поясах; 15 — блоки чехлов докембрийских платформенных сооружений (Co); 16 — блоки чехлов платформ фанерозойского времени (сPH); 17 — блоки чехлов молодой эпигерцинской платформы (сМК); 18 — чехлы платформ на шельфе древних морей (сPH); 19 — то же (сМК); 20 — деформированные чехлы в позднем палеозое (сPH); 21 — то же в мезозойско-кайнозойское время (сМК). *Фанерозойские граниты (знаком √ отмечены интрузии гранитов):* 22 — ранне-среднепалеозойские (√ E); 23 — то же раннемезозойские (√ M1) и мел-палеогеновые (√ M); 24 — то же кайнозойские (√ K). *Срединно-океанические хребты:* 25 — древние оси спрединга. *Океанические плиты с начала формирования осадочного чехла:* 26 — в поздней юре (J₃); 27 — в раннем мелу (K₁); 28 — в палеоцене-эоцене (P₁₋₂); 29 — контур глубоких океанических котловин (ГОК). *Поднятие на океанических плитах с осадочным чехлом, начинающимся с отложений:* 30 — местами юрского, местами раннемелового времени; 31 — то же позднего мела; 32 — то же палеоцена — эоцена; 33 — то же олигоцена — неогена; 34 — поднятие с утолщенной корой океанического (?) типа. *Вулканические хребты и крупные вулканические сооружения:* 35 — мелового возраста (K); 36 — плиоцен-четвертичного возраста (N₂-Q). *Микроконтиненты и погруженные блоки с корой континентального типа:* 37 — палеоценового возраста: а) возраст по остаткам организмов; б) не установлен; 38 — докембрийского возраста; 39 — окраинно-океанические валы. *Островные дуги:* 40 — невулканические; 41 — склоны и подводное продолжение вулканических дуг; 42 — междуговые прогибы; 43 — сейсмофокальные зоны. *Впадины краевых и внутренних морей с корой океанического типа с началом формирования осадочного слоя:* 44 — в палеоцене-эоцене; 45 — в олигоцене — неогене; 46 — линии профилей и скважины DSDP; 47 — впадины и части впадин с корой субокеанического или переходного типа; 48 — бровка шельфа и нижние участки континентального склона. *Разрывы и зоны разрывов:* 49 — сбросы; 50 — трансформные разломы; 51 — границы тектонических элементов: а — достоверные; б — предполагаемые

системами и при этом заметили, что образование всех видов и типов геоморфолого-структурных форм обусловлено вертикальными дифференцированными движениями с таким же режимом, как и во внутриконтинентальных тектонических сооружениях, обладающих выраженной тенденцией к унаследованному и конседиментационному развитию. Бывшая эпигерцинская (молодая) платформа была раздроблена в конце палеозоя, и ее «осколки» послужили фундаментом тектонических блоков в рассматриваемом сегменте континентальной окраины. С учетом этих особенностей строения была рассмотрена структура некоторых естественных геофизических полей и особенности строения зоны сочленения Евразийской и Индо-Австралийской плит.

В конечном итоге мы пришли к следующим выводам. Континентальная окраина Тихого океана на границе между Азией и Австралией структурно значительно приподнята над соседними ее сегментами. Рассматриваемый сегмент сильно раздроблен, причем эта раздробленность проявлена в рисунках геофизических полей, особенно наглядно это показано данными глубинного сейсмического зондирования. В пределах континентальной окраины близко контактируют участки дна морских бассейнов с резко переменной глубиной залегания литологически однотипных или одновозрастных горизонтов. Появление в наиболее глубоких частях дна современных впадин морей неясных признаков глубоких преобразований земной коры

из континентального в переходный тип не может быть истолковано иначе, как результат погружения одних частей этих впадин и подъема других.

Погружающиеся части дна морских впадин достигают, возможно, верхних слоев мантии. Известно, что верхние слои мантии обладают высокими температурами, содержат ферромагнитные материалы и могут преобразовывать кору континентального типа в кору переходного (или иначе — субокеанского) типа. Доказательством доминирующей роли вертикальных тектонических движений служат также повсеместное отсутствие слоев земной коры океанического типа, отсутствие следов или каких-то других признаков перемещения блоков земной коры в горизонтальном направлении (нет сдвигания, скучивания слоев, нет региональных разрывов с интенсивной сейсмофокальной зоной и т.п.). Ни по геохимическим, ни по геофизическим данным эти особенности строения не улавливаются в исследуемой области. О важной роли вертикальных тектонических движений свидетельствуют многочисленные перерывы в осадконакоплении, размывы ранее накопившихся отложений, частые, но асинхронные проявления магматических процессов. Все вместе это создает картину разбитого музыкального инструмента с сильно поврежденной клавиатурой. Подобное может быть в природе только в случае главенствующей роли вертикальных тектонических движений в образовании современной структуры сегмента континентальной окраины между Азией и Австралией.

ЛИТЕРАТУРА

Арешев Е.Г. Нефтегазоносность окраинных морей Дальнего Востока и Юго-Восточной Азии. М.: Аванта, 2003. 288 с.

Ван Беммелен Р. Геология Индонезии. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1957. 394 с.

Гатинский Ю.Г., Хатчисон Г.С., Минь Н.Н., Чи Ч.В. Тектоническая эволюция Юго-Восточной Азии // Тектоника Азии. Докл. XXVII сессии МГК. Т. 5. М.: Наука, 1984. С.193–207.

Куприн П.Н. Рифтогенные континентальные окраины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85, вып. 5. С. 3–18.

Куприн П.Н. Континентальные окраины (переходные зоны) островодужного и альтернативного типов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2013а. Т. 88, вып. 4. С. 36–54.

Куприн П.Н. Структура Малой Зондской островной дуги в Азиатско-Австралийском сегменте континентальной окраины — переходной зоны Тихого океана // Отч. геол. 2013б. № 6. С. 80–91.

Куприн П.Н. Геологическое строение шпору Сула и Молуккского архипелага в Азиатско-Австралийском сегменте континентальной окраины — переходной зоны Тихого океана // Отч. геол. 2014. № 3. С. 78–88.

Куприн П.Н. Структура и геологическая история квазиостроводужной системы Минахаса-Сангхе // Отч. геол. 2015. №. 1. С. 64–74.

Куприн П.Н. Геологическое строение квазиостроводужной системы Сулу-Басилан как части континентальной окраины Тихого океана между Азией и Австралией // Отч. геол. 2016 (в печати).

Кучапин А.В. Основные черты геологического строения и нефтеносные провинции Юго-Западной Азии // Геол. и нефтегазоносность зарубежных стран. Тр. ВНИГНИ. Вып. 42. М.: Недра, 1964.

Кюнел Ф.Г. Взаимоотношения между подводной топографией и полем силы тяжести // Гравиметрические наблюдения на море. М.: Изд-во геофиз. и картограф. лит-ры ГУГК при СНК СССР, 1940. С. 231–238.

Рис. 4. Схематический геологический разрез через область сочленения Южной Азии и Тихого океана (А–Б). Сочленение Индо-китайско-Южно-Китайской платформы (по карте масштаба 1:15 000 000) и впадины Филиппинского моря (местами упрощено). (Примечание: горизонтальный масштаб профиля 1:7500 000): 1 — разрывы; 2 — «дневная» поверхность и Мохо поверхность; 3 — геологические границы: а) достоверная; б) предполагаемая; 4 — граниты и другие гранитоиды; 5 — земная кора переходного типа; 6 — индексы возраста (см. условия обозначения на рис. 3); 7 — скважины DSDP, ODP и др. Схематический геологический разрез через область сочленения Индо-китайско-Южно-Китайской платформы и острова Калимантан, Сулавеси, Буру, впадину моря Банда и междугеового желоба Вебер (В–Г): 1 — разрывы; 2 — «дневная» поверхность и Мохо поверхность; 3 — геологические границы: а) достоверные; б) предполагаемые; 4 — граниты и другие гранитоиды; 5 — земная кора переходного типа; 6 — индексы возраста (см. условия обозначения на рис. 3); 7 — скважины DSDP, ODP и др.

- Леонов Ю.Г., Хаин В.Е. Тектоническая карта Мира. Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
- Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана. Удинцев Г.Б. (ред.). М., СПб.: ФГУП ПКО «Картография», 2003.
- Хуан Цицинь (Т.К. Хуанг). Новые данные по тектонике Китая // Тектоника Азии. Докл. XXVII сессии МГК. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 11–24.
- Lee C.S., McCabe R. The Banda-Celebes-Sulu Basin: a trapped piece of Cretaceous-Eocene oceanic crust // Nature. 1986. Vol. 322. P. 51–54.
- Mammerickx J., Chase T.E., Smith S.M., Taylor I.L. Bathymetry of South Pacific // Init. Repts. Deep Sea Drill. Progr. Vol. 21. Washington D.C.: US Govt. Printing Office, 1973. P. 897–906.
- Rangin C. The Sulu, a back arc basin setting within a Neogene collision zone // Tectonophysics. 1989. Vol. 161. P. 119–141.
- Rangin C., Silver E.A. Geological setting of the Celebes and Sulu seas // Proc. ODP. Init Repts. Vol. 124. College Station, TX, 1990. P. 35–42.
- Rangin C., Silver E.A. Neogene tectonic evolution of the Celebes-Sulu basins: new insights from Leg 124 drilling // Proc. ODP. Sci. Results. 1991. Vol. 124. P. 51–63.
- Shipboard Scientific Party. Summary of Shipboard Results // Proc. ODP. Init. Repts. Vol. 124. College Station, TX, 1990. P. 415–419.
- Smith W., Sandwell D. Measured and estimated seafloor topography (version 4.2). World Data Center A for Marine Geology and Geophysics. Research publication RP-1, Poster “34×53”. 1997. (Scale 1 : 31 270 000) (Mercator Projection).
- Hoang Dinh Tien. Tectonics and Geodynamics of Indochina and S.E. Asia, 1999.
- Umbgrove J.H.F. Structural History of the East Indies. London: Cambridge Univ. Press, 1949. 63 p.

Сведения об авторе: *Куприн Павел Николаевич* — докт. геол.-минерал. наук, проф., зав. лаб. морской геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, *e-mail:* kuprin.paveln@gmail.com