

УДК 551.24:550.83 (265.54)

ЗЕМНАЯ КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ (ВЕРОЯТНО-ДЕТЕРМИНИСТСКАЯ РЕОЛОГИЧЕСКАЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ)

©2024 г. А. М. Петрищевский*

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Биробиджан, Россия***e-mail: petris2010@mail.ru*

Поступила в редакцию 19.01.2022 г.

После доработки 17.02.2022 г.

Принята к публикации 27.03.2023 г.

По распределениям плотностной контрастности установлено реологическое расслоение тектоносферы Южно-Китайского моря (ЮКМ) на жесткий коровый (интервал глубин 5–30 км), вязкий подкоровый (интервал 30–70 км), жесткий нижний литосферный (50–90 км), астеносферный (80–150 км) и жесткий подастеносферный (ниже глубины 150 км) слои. Распределения плотностных неоднородностей, связанные с основными тектоническими событиями в ЮКМ, обусловлены конвергенцией Палеотихоокеанской, а позднее — Филиппинской океанических плит с Филиппинским архипелагом и далее — с Азиатской окраиной. В этой зоне по распределениям плотностной контрастности в тектоносфере прослежены следы кайнозойских процессов субдукции, растяжения, трансформного сдвига и структуры центрального типа вероятной плюмовой природы, которые образуют эволюционный ряд: палеоокеанический спрединг → филиппинская субдукция → СВ растяжение со сдвигом → образование структуры центрального типа вероятного плюмового происхождения. Структуры, обусловленные конвергенцией Азиатского континента с Индо-Австралийской плитой, обособлены от Западно-Тихоокеанской окраины, а пододвигание жестких литосферных пластин с юга под литосферу окраинного моря отражает следы более древней коллизии обломков Гондваны с Азиатским континентом.

Ключевые слова: гравитационные модели, реология, земная кора, верхняя мантия, субдукция, растяжения, сдвиги, плюм, Южно-Китайское море

DOI: 10.31857/S0030157424010064, **EDN:** SOJPGD

КРАТКИЙ ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ ДАННЫХ

Южно-Китайское море располагается на стыке трех литосферных плит: Евразийской, Тихоокеанской и Индо-Австралийской (рис. 1а), что предопределяет сложность геодинамической истории и строения его тектоносферы. Структуры дна Южно-Китайского моря характеризуются северо-восточной, субмеридиональной и северо-западной ориентировками (рис. 1б; 2). Центральная часть моря представляет собой глубоководную котловину (глубина дна 3–4 км), вытянутую в СВ направлении. Мощность земной коры океанического типа здесь составляет всего 6–8 км [20, 29, 39], а гранитно-метаморфический слой практически отсутствует. В этом районе моря регистрируются линейные знакопеременные магнитные аномалии, связанные с протоокеаническим спредингом, сопровождаемым астеносферным поднятием [29, 39]. Возраст магнитных аномалий

определен по магнитостратиграфической шкале в интервале 24–32 млн лет [19, 21, 44].

Зона спрединга сопровождается аномалией теплового потока интенсивностью более 100 мВт/м² [41]. Сейсмические модели зоны спрединга [25] фиксируют понижение скорости волн в подкоровом слое верхней мантии (интервал глубин 10–25 км) и увеличение в нижней (океанической) литосфере (интервал глубин 40–70 км). В горизонтальных срезах сейсмотомографической модели распределений скорости сейсмических волн в зоне спрединга, соответствующих диапазону астеносферы, отмечается минимумами скорости на глубинах 100 и 150 км [25]. Поскольку разлом Жоньнан (рис. 1б) смещает ось спрединга в центре моря [39, 48], можно полагать, что меридиональные сдвиги произошли или обновились после спрединга.

Линейное простираание зоны спрединга сочетается с изометричными максимумами скорости

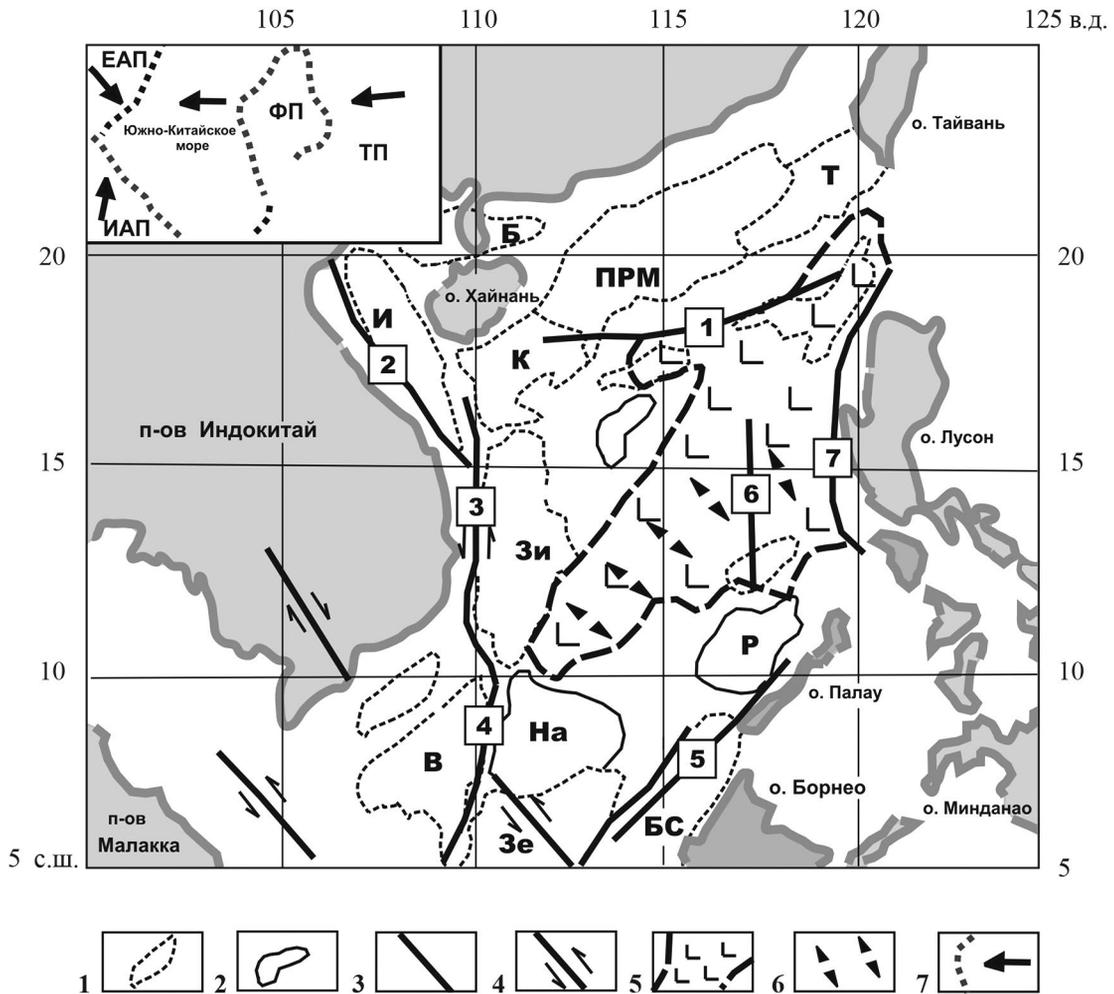


Рис. 1. Литосферные плиты (а) и тектоническая схема (б) Южно-Китайского моря
 1 – осадочные бассейны: И – Инджехай (Yinggehai), В – Байбуван (Baibuwan), К – Квиндоньнан (Qiongdongnan), ПРМ – Перл Ривер Маунт (Perl River Mounth), Т – Тайвань (Taiwan), Зи – Зонджианьнан (Zhongjiangnan), В – Ванань (Wanan), На – Нанвейси (Nanweixi), Зе – Зенью (Zengniu), БС – Вруней-Саба (Brunei-Sabah); 2 – подводные возвышенности: На – Наньша (Nanshan), Р – Рид (Reed); 3 – главные разломы; 4 – сдвиги (4), наименования показаны цифрами в квадрате: 1 – Кьеннань (Qiongnan), 2 – Вестерн-эйдч (Western-adge), 3 – Ваньян (Wan’an), 4 – Натуна (Natuna), 5 – Бясянь-Гуе (Baxian-Guyo), 6 – Жоньян (Zhongnan), 7 – Манила (Manila); 5 – океаническая кора в зоне спрединга; 6 – ось спрединга; 7 – границы плит и векторы их перемещения. Обозначения литосферных плит: ЕАП – Евразийская, ИАП – Индо-Австралийская, ФП – Филиппинская, ТП – Тихоокеанская.

сейсмических волн в интервале глубин 20–80 км [53, 58], что указывает на существование в центре моря корово-мантийной структуры центрального типа. В глубоких слоях верхней мантии (в интервале глубин 530–700 км) распределения скорости сейсмических волн характеризуется такой же концентрической зональностью: минимум в центре моря и максимумы на его периферии [42]. Косвенным признаком структуры центрального типа является концентрическая ориентация разломов (рис. 2а).

Территория Южно-Китайского моря детально исследована сейсмическими зондированиями, в результате которых на многочисленных про-

филях откартирован рельеф подошвы осадочных отложений и подошвы земной коры [35, 49, 61]. Мощность земной коры в Южно-Китайском море варьирует от 30 км в прибрежно-материковых районах до 6–8 км в центре моря. В результате сейсмотомографических исследований, использующих волны землетрясений, составлены модели распределений скорости сейсмических волн до глубины 700 км [23, 42] и схемы мощности литосферы [23, 49, 53]. В большинстве сейсмотомографических моделей мощность литосферы в центральных районах моря составляет 60–70 км, хотя по некоторым оценкам [53] она может быть сокращена до 50 км.

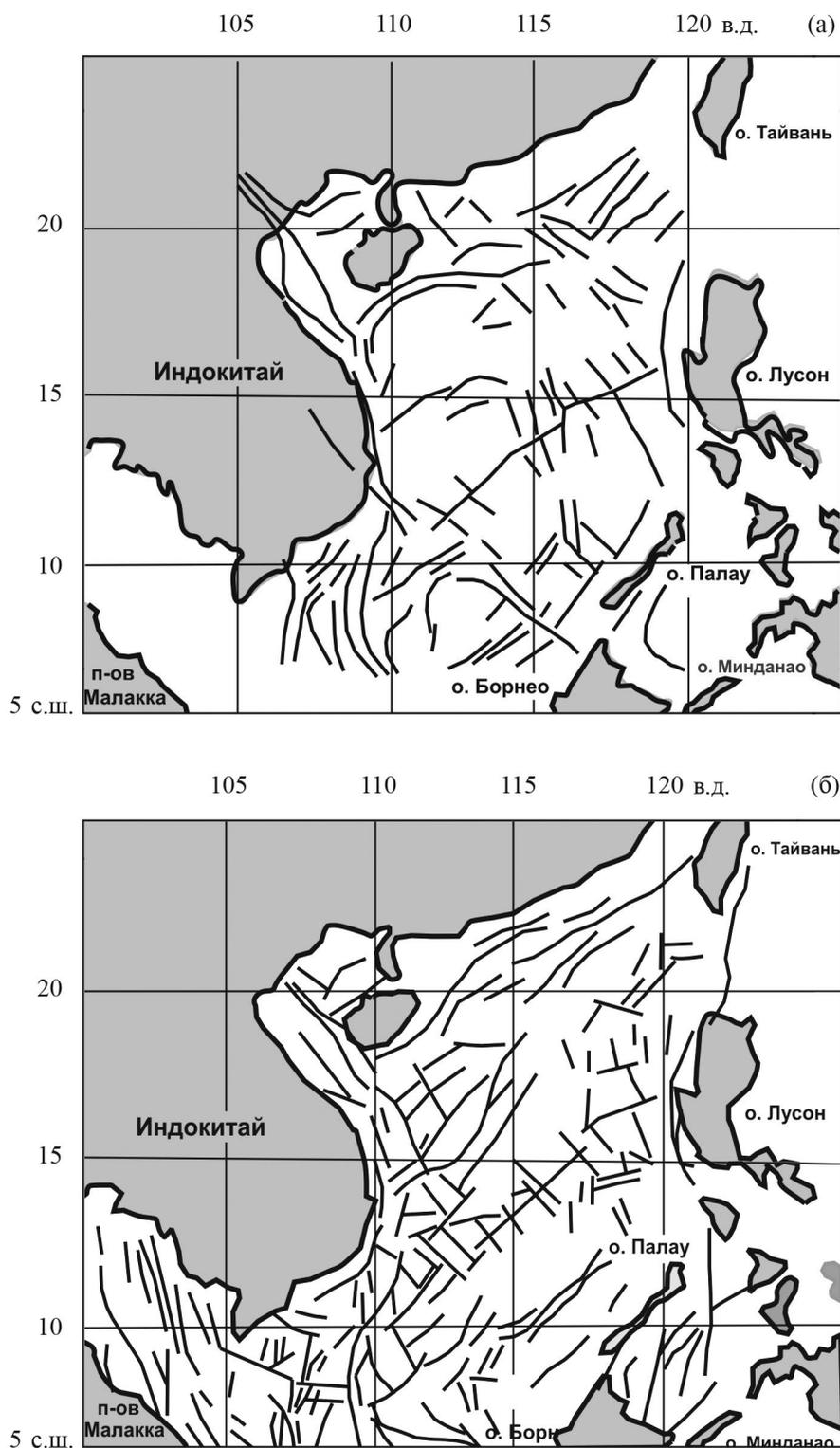


Рис. 2. Разломы, дешифрованные по гравитационным аномалиям [60] (а) и [27] (б).

Большой вклад в изучение глубинного строения земной коры внесли гравитационные модели, отображающие рельеф подошвы осадочных отложений и земной коры [20, 27, 29,

60]. По гравиметрическим данным составлены также схемы размещения разломов (см. рис. 2) и структур фундамента осадочных отложений [27, 48].

Представления о происхождении и эволюции Южно-Китайского моря (ЮКМ) неоднозначны [45]. В их числе наиболее признаны модели протоокеанического спрединга [21, 45, 47]; растяжений, связанных с субдукцией протоокеанической плиты Южно-Китайского моря на западной границе современной Филиппинской плиты [37, 55], и растяжений, связанных со сдвигами [32, 45]. Менее признана модель широкомасштабного континентального рифтинга [26, 52].

Не пользуется разработкой модель плюмового происхождения ЮКМ [30, 56], поскольку ясные признаки мантийного плюма установлены только в северном районе моря под островом Хайнань [25]. Однако пространственные параметры и структурное положение Хайнаньской мантийной структуры позволяют характеризовать ее как горячую точку, которая связана не с Южно-Китайским морем, а с Катазиатской (Ченжоу-Линву) зоной растяжения на границе континента [14]. Возраст вулканитов с признаками мантийного происхождения в центре ЮКМ значительно моложе времени образования моря и по этой причине плюмовое происхождение ЮКМ отрицается [45].

Процессы растяжения в ЮКМ сопровождались или предварялись субдукцией протоокеанического слэба в эоцене–олигоцене [37]. По другим представлениям [22, 26, 31] субдукционные процессы начались еще в раннем кайнозое и продолжались вплоть до миоцена. Две зоны субдукции мигрировали в пространстве и практически не затронули область растяжения в Южно-Китайском море. Об этом же свидетельствует отсутствие субдукционного петрохимического признака (Ta-Nb минимумов на спайдер диаграммах редких элементов) в вулканитах центральной зоны растяжения в ЮКМ [57].

В вопросе связи ЮКМ с палеогеодинамикой литосферных плит конкурируют две основные концепции. Первая связывает происхождение этого моря с взаимодействием Тетиса (на месте которого сформировался Центрально-Азиатский складчатый пояс) с Тихоокеанской плитой [46, 63] Вторая отдает предпочтение конвергенции Индо-Австралийской плиты с Евроазиатской [32, 45]. В последнем случае происхождение Южно-Китайского моря обусловлено

субмеридиональными сдвигами в переходной зоне континент–океан, образовавшими структуру пулл-апарт в олигоцене (33 млн лет назад) и продолжавшимися до раннего миоцена (23 млн лет назад). Сложность геологического строения и мультистадийная эволюция тектоносферы Южно-Китайского моря обуславливают неоднозначность представлений о его происхождении и не позволяют отдать предпочтение какой-либо одной из вышеприведенных концепций [55, 63].

В этой статье анализируются новые, вероятно-детерминистские, гравитационные модели, априорно не связанные с имеющейся геолого-геофизической информацией, но отражающие плотностную неоднородность тектоносферы Южно-Китайского моря, которые могут быть использованы при анализе обширного комплекса геолого-геофизических данных с целью уточнения глубинного строения и происхождения ЮКМ. Статья завершает цикл работ по исследованию глубинного строения и реологии тектоносферы окраинных морей на восточной окраине Азии [11–14].

МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Материалом для построения гравитационных моделей является мировой каталог гравиметрических данных [33], содержащий цифровой массив значений аномалий Буге по сети $0.042^\circ \times 0.042^\circ$. На широтных профилях, пересекающих гравиметрическую карту через 0.5° , с шагом 5 км были построены графики аномалий Буге, по которым рассчитаны глубины залегания источников (или центров масс систем источников) квази-симметричных аномалий и измерены амплитуды соответствующих аномалий. Примеры таких расчетов показаны в работах [5, 9, 16]. Массив значений $Z_0(x, y)$ разбивался на слои (таблица) и для каждого слоя вычислялась плотностная контрастность (μ_z -параметр) на отрезках между центрами плотностных неоднородностей и поверхностями эквивалентных сфер (H_c), касательных к поверхностям слоев [5, 9], на которые выметались, по Пуанкаре [28], аномальные массы этих источников.

Таблица. Разбиение тектоносферы на слои

Интервал Z_1-Z_2 , км	11–20	16–25	21–30	26–40	32–50	7–55	42–60	52–70	62–80	72–100	82–120	92–130	105–140	125–150	135–170	142–160	155–250	185–250
H_c , км	10	15	20	25	30	35	40	50	60	70	80	90	100	120	130	140	150	180

В результате вычислений формировался 3D-массив $\mu_z(x, y, Hc)$, который служил исходным материалом для построения распределений плотностной контрастности в горизонтальных срезах и вертикальных разрезах тектоносферы.

Математической основой конструирования рассматриваемых ниже гравитационных моделей является представление о множественности источников гравитационных аномалий в микститовой среде, исходя из которого каждое локальное возмущение поля является результатом сложения эффектов нескольких источников, а для любой многосвязной системы источников всегда существует эквивалентная односвязная масса с центром тяжести, соответствующим центру тяжести системы [1, 2, 9, 18]. Геологической основой конструирования моделей является представление геологического пространства в виде микститовой среды с хаотическим распределением плотностных неоднородностей. Предметом интерпретации гравитационных возмущений, таким образом, являются не конечно-метрические (конечно-элементные) геологические тела, а области источников, эквивалентные компактной односвязной звездной массе.

Описанная процедура является вероятностно-детерминированной, поскольку источники гравитационных аномалий непосредственно не связываются с конкретными геологическими телами или структурами. Она близка к процедурам локализации источников гравитационных аномалий способами отношений производных потенциала, но отличается от них переменным размером скользящего окна и измерением амплитуд гравитационных аномалий [10], что позволяет исследовать вещественные параметры геологических сред. Более подробно математические основы и технология построения моделей изложены в работах [5, 9].

Опыт исследований [4–6, 11–16] показывает, что плотностная контрастность геологических сред, описываемая μ_z -параметром, является индикатором их реологического состояния. Высоким и повышенным значениям μ_z -параметра соответствуют древние жесткие метаморфические блоки кратонов и террейны кратонного типа, а низким и пониженным значениям — зоны дробления и трещиноватости в глубинных разломах, аккреционные призмы и турбидитовые террейны, а также зоны флюидно-гидротермальной проработки в разломах и апикальных частях структур центрального типа разного ранга [5, 10, 15–16]. В верхней мантии высоким значениям μ_z -параметра соответствует нижний жесткий слой литосферы, а его низкие значения регистрируются в подкоровом вязком слое и астеносфере [4–6]. В разрезах тектоносферы низкие значения μ_z -параметра повсеместно совпадают с зонами пониженных скоростей сейсмических волн и удельных

электрических сопротивлений [4–5, 8], а лучше всего — с максимумами V_p/V_s -отношения [8].

ВЕРОЯТНОСТНО-ДЕТЕРМИНИСТСКАЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ РЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

Строение тектоносферы Южно-Китайского моря рассматривается на основе 3D-распределений плотностной контрастности с привлечением всех имеющихся данных о распределениях скорости сейсмических волн, магнитных аномалий, теплового потока в сравнении с существующими геологическими данными о строении и эволюции земной коры и верхней мантии этого региона.

Плотностная контрастность нижнего слоя земной коры (рис. 3) характеризуется двумя максимумами меридионального простирания, совпадающими с расположением островодужного (на востоке) и континентального (на западе) блоков. Некоторые исследователи [32] на месте островодужного блока выделяют субконтинентальную микроплиту Хуатунь (Huatumg), вовлеченную в систему меридиональных сдвигов, образующих растяжения типа пулл-апарт. Область растяжения между континентальным и островодужным блоками характеризуется пониженной скоростью поперечных сейсмических волн в интервале глубин 15–30 км [24]. Западный и восточный фланги зоны растяжения сопровождаются контрастными линейными положительными магнитными аномалиями, остаточными после исключения регионального фона [36]. Рассматриваемая модель (см. рис. 3) соответствует тектоническим моделям региональной структуры пулл-апарт [32, 45], обусловленной меридиональным правосторонним сдвигом островодужного Филиппинского блока относительно Евразии.

В разрезах μ_z -модели (см. рис. 3) отчетливо видно, что зона меридионального растяжения охватывает всю земную кору и верхи мантии. Подкоровый слой в центре моря реологически разуплотнен и продольный разрез 5-5' зоны растяжения свидетельствует о существовании здесь структуры центрального типа (СЦТ) с подводящим каналом из глубоких слоев верхней мантии.

В подлитосферном срезе 3D μ_z -модели (рис. 4) совмещены признаки субдукции, структур растяжения и сдвига различного простирания. Максимумы μ_z -параметра отображают здесь три мантийных пластины (слэба), проникающие под Южно-Китайское море со стороны Филиппинской и Индо-Австралийской плит. Восточная и юго-восточная пластины соответствуют двум слэбам: северному, со стороны о. Лусон, и южному, со стороны островов Минданао, Борнео

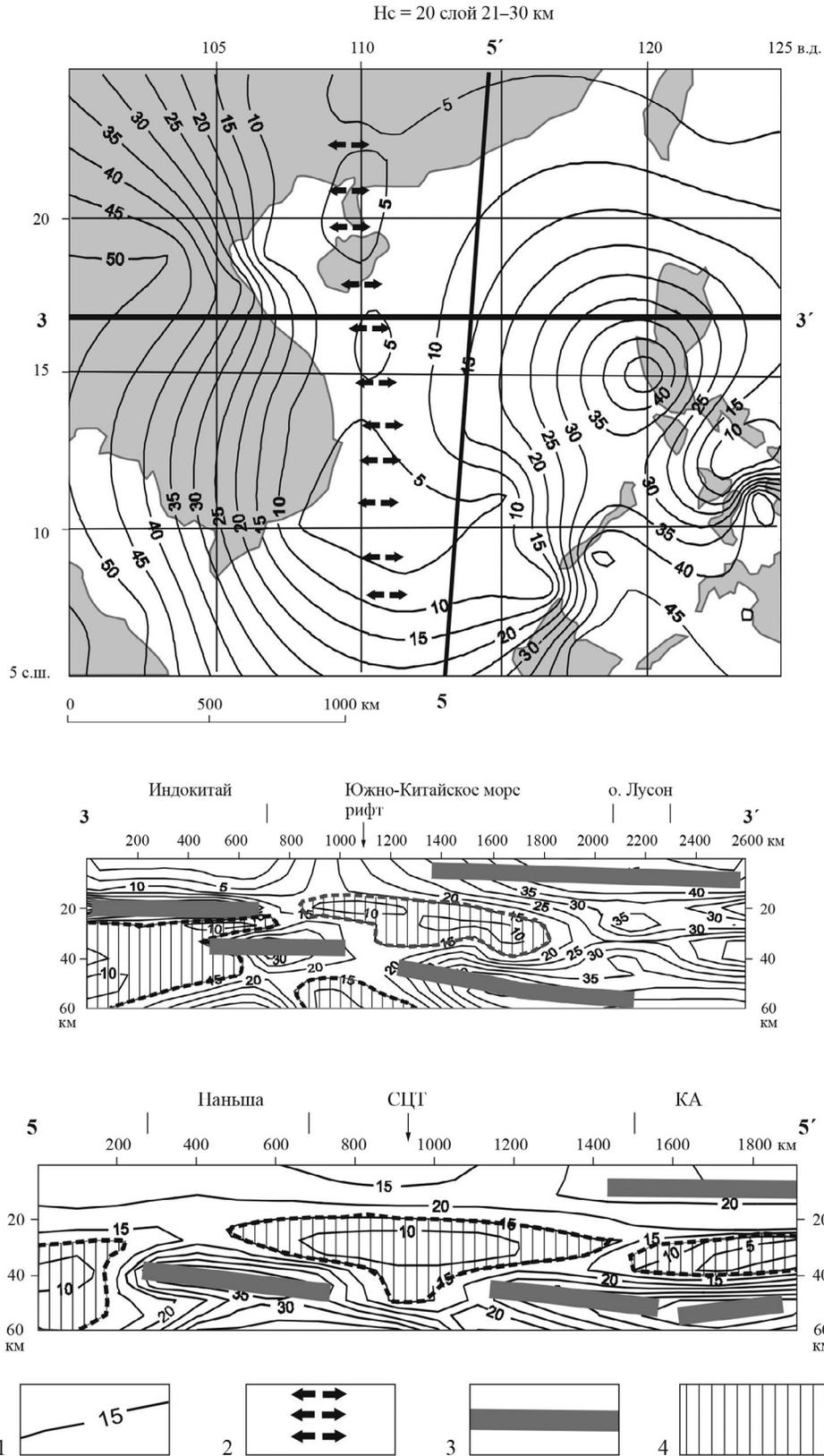


Рис. 3. Плотностная контрастность переходного слоя кора–мантия в Южно-Китайском море. 1 – изолинии плотностной контрастности, 1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км; 2 – зона растяжения; 3 – оси жестких пластин в разрезе; 4 – среды пониженной вязкости в разрезе. Hc – глубина среза $\mu\zeta$ -модели.

и Палау (см. рис. 4). Оба слэба субдуцировали со стороны протоокеанической плиты [34, 35, 54]. Похожим образом Филиппинская плита субдуцирует под островную дугу Рюкю [12]. Восточная зона субдукции характеризуется высокой коровой сейсмичностью, а юго-восточная – глубокофокусными землетрясениями [54]. Третья пластина субдуцирована под ЮКМ со стороны Индо-Австралийской плиты (блока Наньша) [45] и она сопровождается глубокофокусными землетрясениями [54]. Продвижение максимумов μ_z -параметра в западном и северном направлениях по мере углубления срезов μ_z -модели (сравните рис. 4 и 5) свидетельствует о погружении слэбов под литосферу ЮКМ. Однако это продвижение сохраняется только до широты 15° с.ш. Это свидетельствует о том, что мел–эоценовая [45] субдукция в южной половине моря позднее была нарушена СВ структурами растяжения. В этом срезе (см. рис. 4) структуры растяжения простираются в трех направлениях: СЮ, СВ и СЗ. Первая проявлена только в южном районе моря, где она раз-

деляет блоки Борнео и Наньша. Растяжения СВ простирания проявлены в северном районе моря, где они принадлежат окраинно-континентальной системе деформаций сдвига-растяжения [38, 40].

Поперечные растяжения СЗ простирания, по-видимому, обусловлены межблоковыми растяжениями, связанными с трансформным сдвигом на границе континента с Тихоокеанской плитой. Признаки таких растяжений были выявлены в сдвиговых дуплексах в земной коре Желтого [11] и Восточно-Китайского [12] морей.

В сейсмотомографических моделях [42] «филиппинская» субдукция отражается цепью локальных максимумов скорости волн в интервале глубин 50–150 км, а «австралийская» располагается намного южнее (на 10° ю.ш.). Из этого следует, что на территорию ЮКМ проникают не «австралийские», а более древние литосферные пластины Гондваны [43, 51]. Однако не исключается, что они могли быть перемещены на север под давлением Индо-Австралийской плиты в кайнозой.

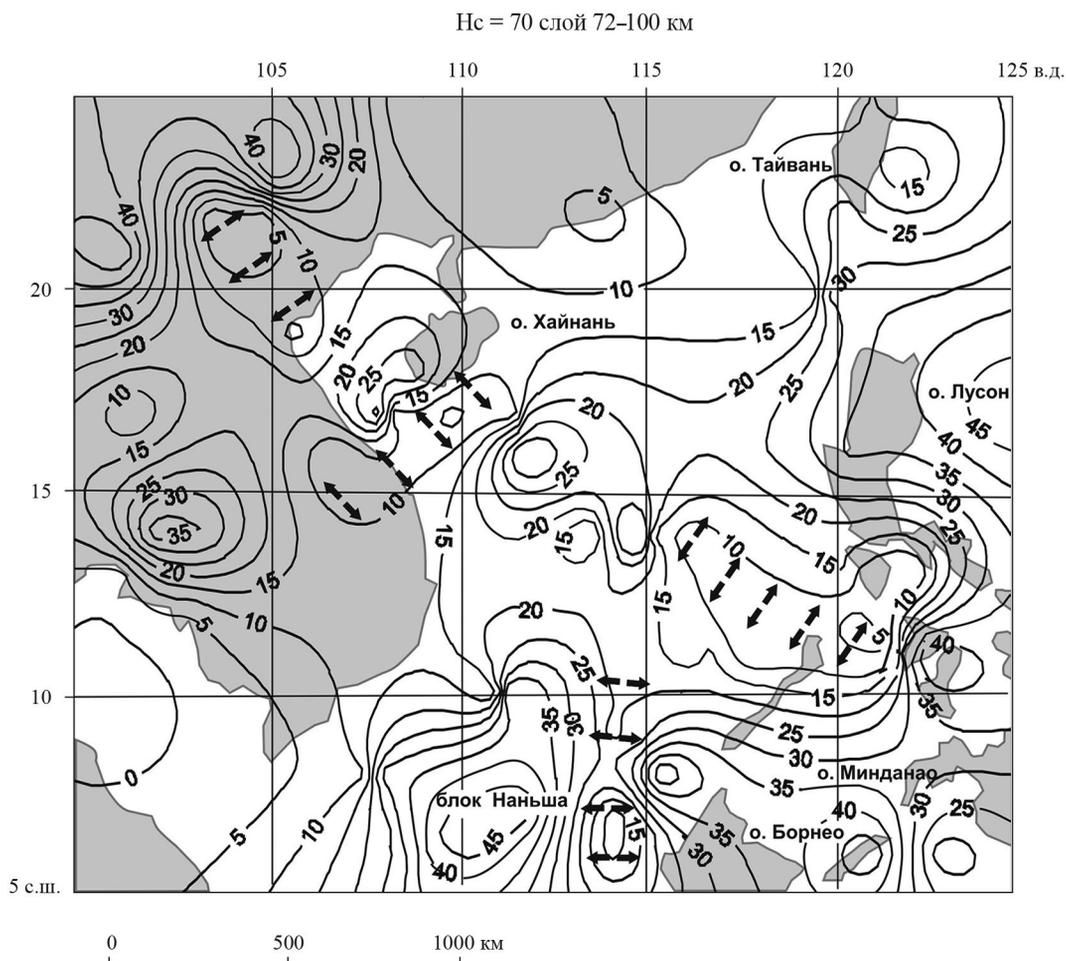


Рис. 4. Плотностная контрастность переходного слоя литосфера-астеносфера в Южно-Китайском море.

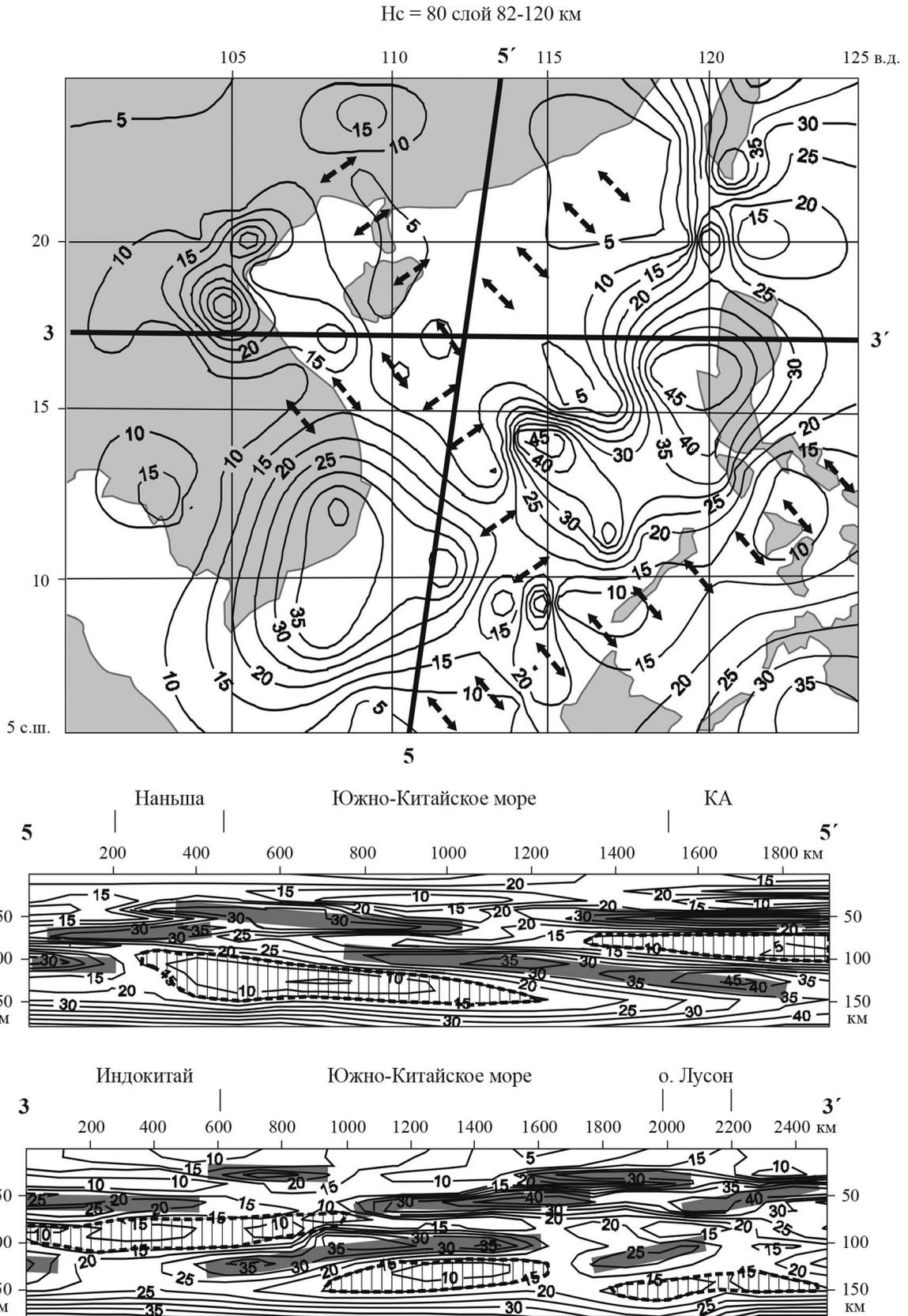


Рис. 5. Плотностная контрастность подлитосферного слоя в Южно-Китайском море.

Зоны растяжения в подлитосферном срезе (рис. 5) ориентированы в двух направлениях: СВ и СЗ. Относительное положение зон указывает на присутствие сдвиговой составляющей в СВ зонах растяжения.

Разрезы 3D μ_z -модели (см. рис. 5) иллюстрируют пологое чешуйчатое пододвигание островодужных или протоокеанических жестких пластин под ЮКМ, соответственно, в западном (разрез 3-3' на рис. 5) и северном (разрез 5-5' на рис. 5) направлениях. В разрезе 3-3 (см. рис. 5) проявлены две наклонные пластины, возможно, отражающие два этапа субдукции. Восточная пластина соответствует субдукции Тихоокеанской плиты под современную Филиппинскую, а западная — субдукции Филиппинской плиты под литосферу Южно-Китайского моря.

В подастеносферных срезах верхней мантии (рис. 6) зоны растяжения–сдвига СВ простираются преобладают. В срезе на глубине 120 км ясно проявлен сдвиг, а на глубине 140 км — зона растяжения. Мантийная зона растяжения смещена относительно оси спрединга (см. рис. 6б), из чего можно заключить, что процессы растяжения в Южно-Китайском море, если они были унаследованы от спрединга, мигрировали в СЗ направлении. В противном случае они могли происходить позже, независимо от более раннего спрединга, и быть связанными с циклической (колебательной) субдукцией, в процессе которой возникали откаты, либо образовывались разрывы

субдуцирующих слэбов (слэб-виндоуз-структуры) под воздействием сдвигов.

Кроме признаков растяжения, сдвига и субдукции, выраженной в наклоне жестких пластин (см. рис. 5), в разрезах и горизонтальных сечениях 3D μ_z -модели (рис. 7) проявлены типичные признаки структуры центрального типа вероятной плюмовой природы, выраженные в концентрической зональности аномалий μ_z -параметра, Слабые признаки концентрической зональности μ_z -аномалий проявлены в подкоровой мантии (рис. 7а). В центре ЮКМ располагается локальный максимум, обрамляемый минимумами, а область пониженных значений плотности контрастности в центре моря обрамляется дугообразным максимумом на востоке.

В срезе на глубине 130 км (рис. 7б) эта структура выражена отчетливым максимумом, что предполагает существование в основании структуры мантийного диапира. Повышение μ_z -параметра в центре СЦТ на этой глубине в общих чертах соответствует тектоническим и сейсмическим моделям, предполагающим сокращение мощности литосферы в центре Южно-Китайского моря [23, 39, 53]. В разрезе 1-1' морфология литосферного и подастеносферного жестких слоев характеризуется инверсными взаимоотношениями: первый слой прогнут, а второй — выгнут к земной поверхности (разрез 1-1' на рис. 7), что часто проявляется в тектоно-магматических СЦТ различного ранга, в том числе — в головах плюмов [15]. При-

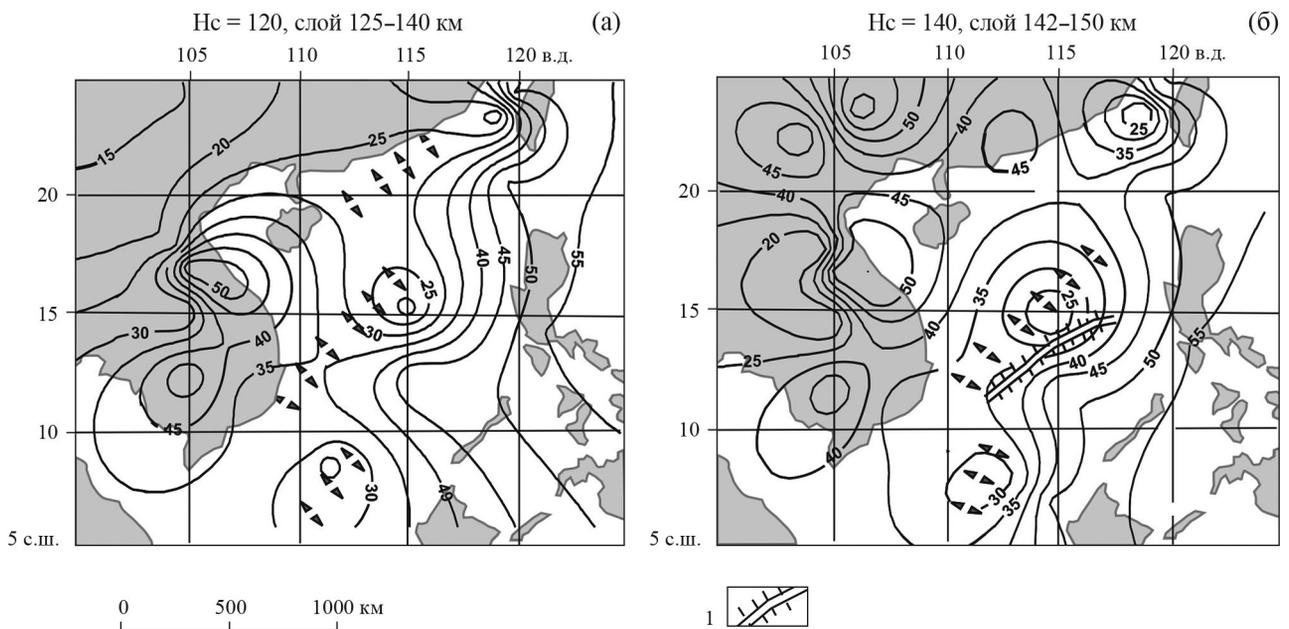


Рис. 6. Растяжение и сдвиги в подастеносферном слое верхней мантии. 1 — ось зоны спрединга. Другие обозначения на рис. 3.

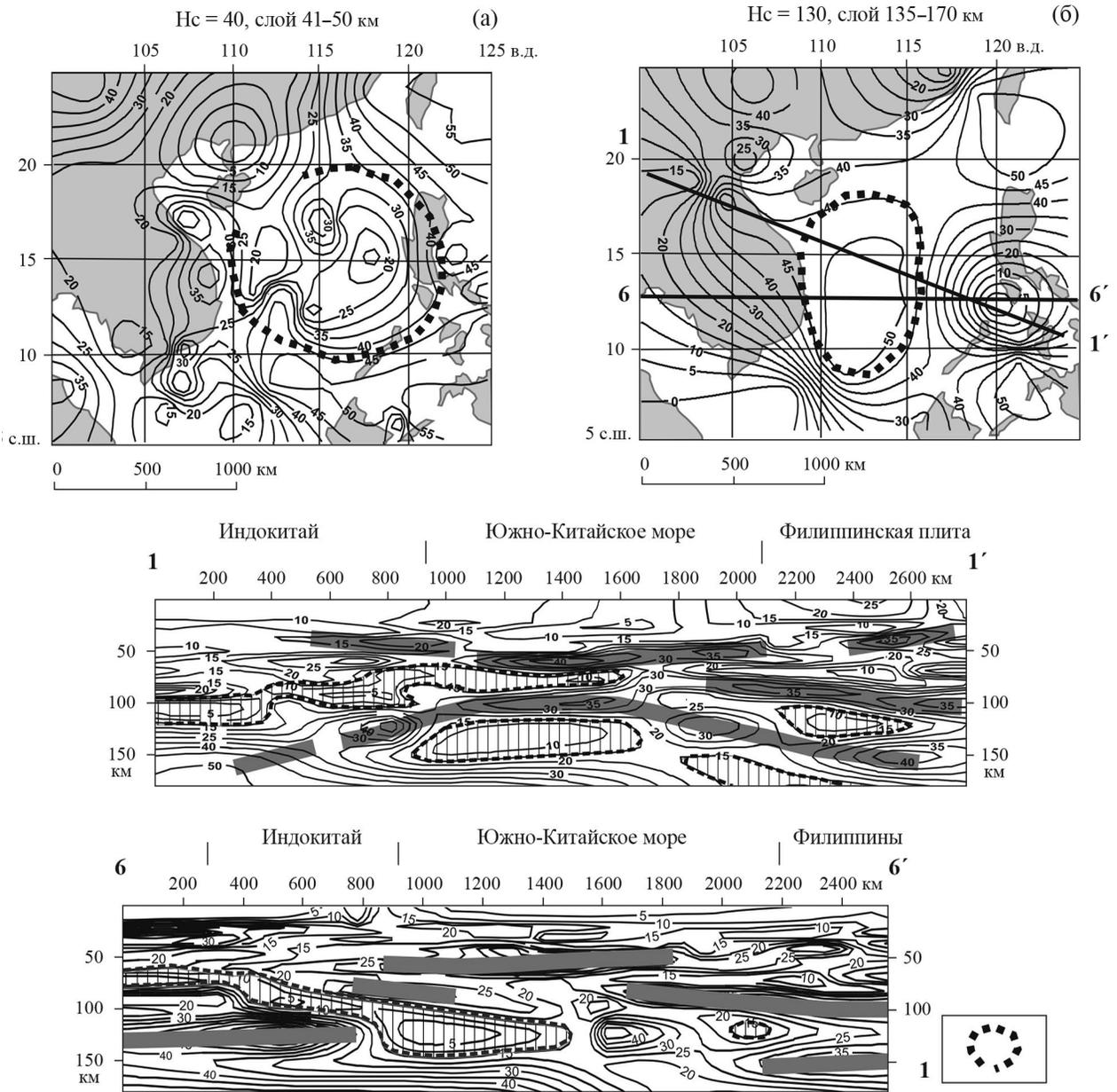


Рис. 7. Признаки структуры центрального типа в Южно-Китайском море. : 1 – контур структуры центрального типа. Другие обозначения на рис. 3.

знаки структуры центрального типа в Южно-Китайском море проявлены и в подкоровом слое верхней мантии (см. разрезы на рис. 3). В разрезе 3-3' подкоровая зона пониженной вязкости выгнута к поверхности, а в разрезе 5-5' (см. рис. 3) она имеет грибовидную форму, типичную для этого типа структур.

Избирательное проявление признаков растяжений и структур центрального типа в горизонтальных срезах μ_z -модели объясняется способностью магматических расплавов растекаться

в подкоровом и астеносферном слоях, из-за чего головы плюмов обычно имеют грибовидную форму. В результате геохимического опробования вулканитов в зоне спрединга [57, 62] было установлено присутствие пост-спрединговых океанических щелочных базальтоидов, содержащих высоко-ионные литофильные элементы (LILE) плюмового происхождения и OIB-ассоциации с возрастом 6–16 млн лет. Однако происхождение этих вулканитов связывалось с Хайнаньской горячей точкой [57]. Рассматриваемые

гравитационные модели (см. рис. 5) показывают, что пост-спредингные базальты являются индикатором мантийной структуры гораздо больших размеров, совпадающей с центральной частью ЮКМ, и эта структура удовлетворяет пространственным параметрам и реологическим характеристикам типичных плюмов. Похожие признаки СЦТ плюмового происхождения были выявлены на Северо-Востоке Азии [16], в Юго-Восточном Китае [38], в Охотоморском [14] и Япономорском [13] регионах.

Анализ пространственных распределений плотностной контрастности в разрезах (рис. 3, 6–8) характеризует тектоносферу Южно-Китайского моря как тонко расслоенную среду. В составе слоев выделяются жесткий коровый (его мощность изменяется от 30 км в прибрежных районах континентальной окраины до 6–8 км в центре моря), вязкий подкоровый (интервал 30–70 км), жесткий нижний литосферный (50–90 км), астеносферный (80–150 км) и жесткий подастеносферный (ниже глубины 150 км) слои.

Такое расслоение является фундаментальной реологической характеристикой тектоносферы на всей территории Восточной Азии и прилегающих окраинных морей [4, 5, 11, 12]. Как однажды заметил Пушаровский Ю.М., в расслоенной тектоносфере каждый из слоев представляет собой автономную систему и, следовательно, может реагировать на внешние тектонические напряжения независимо, или слабо зависимо, от реакции вмещающих слоев. Основополагающий принцип в концепции расслоенной тектоносферы сформулирован в коллективной монографии [17] следующим образом: «...реологическая неоднородность литосферы обуславливает дифференцированные послонно-дистгармоничные перемещения литопластин на разных уровнях глубинности». Именно поэтому в объемных моделях плотностной контрастности сохраняются и отражаются в разных диапазонах геологического пространства следы нескольких прошедших тектонических процессов: растяжений, надвиганий, пододвиганий, воздыманий и погружений, а в общем случае: рифтогенеза, субдукции и плюмовых процессов [14]. При этом следы тектонических процессов сохраняются во взаимоотношениях менее вязких (жестких) слоев, пластин и блоков, а вязкие среды являются вмещающей средой.

В рамках концепции расслоенной литосферы Лобковским Л.И. [3] разработана модель двухъярусной коллизии литосферных плит, которая впоследствии нашла повсеместное подтверждение в гравитационных реологических моделях [6]. Характерной особенностью литосферы на территории Южно-Китайского моря является расщепление Филиппинской плиты на коровую и нижнюю литосферную пластины (рис. 8). Такое же рас-

щепление повсеместно обнаружено на западных границах Тихоокеанской плиты: в Охотском [14], Японском [13], Восточно-Китайском [12] и Желтом [11] морях. В дорифтовый (докайнозойский) период коровая пластина в северной части Южно-Китайского моря, вероятно, была надвинута на континентальную окраину (Катазиатский блок), а Катазиатский блок на плиту Янцзы с амплитудой порядка 400 км [50]. Признаки такого надвигания отобразились в разрезе 2-2' (см. рис. 8). Возможность этих надвиганий обеспечивалась существованием вязкого подкорового слоя, а нижняя литосферная пластина была субдуцирована под континент (разрез 3-3' на рис. 5).

В тектоносфере Южно-Китайского моря существует связь между возрастом тектонических структур и глубиной среза 3D-модели плотностной контрастности: структуры более молодого возраста лучше отображаются по мере увеличения глубины срезов. В интервале глубин 20–30 км (см. рис. 3) проявлены преимущественно субмеридиональные ориентировки изолиний μ_z -параметра, на глубинах 70–120 км (см. рис. 4, 5) – северо-восточные и меридиональные, на глубинах 129–150 км (см. рис. 6) – северо-восточные и на глубинах 130–150 км (см. рис. 7) – северо-восточная и концентрически зональная. Похожим образом изменяется ориентировка изолиний скорости сейсмических волн по мере углубления срезов 3D сейсмической модели [23]: на глубине 85 км преобладает меридиональная (на западе) и СЗ (на востоке) ориентировки, в срезах на глубинах 120 и 150 км – северо-западная, а в срезе 250 км – северо-восточная.

Пространственные взаимоотношения слоев повышенной вязкости могут быть использованы для сравнительной оценки (раньше – позже) времени проявления тектонических процессов. Руководствуясь принципом структурного изоморфизма [7], представляется возможным определить следующую последовательность тектонических событий в ЮКМ:

- наиболее ранним, по-видимому, является спрединг в центре ЮКМ, проявленный в вертикальном диапазоне глубин 0–60 км в центре моря (разрез 3-3' на рис. 3) на месте протоокеанической плиты Южно-Китайского моря [21, 45, 47]; о более раннем возрасте спрединга свидетельствует отсутствие разрывов субдуцирующих пластин в центре Южно-Китайского моря.
- позже следует субдукция Филиппинской (или протоокеанической) плиты Южно-Китайского моря?) под зону спрединга (разрез 3-3' на рис. 5); филиппинская субдукция завершается (или сопровождается?) растяжением и сдвигом в широкой зоне СВ растяжения в диапазоне глубин 120–150 км (см. рис. 4);

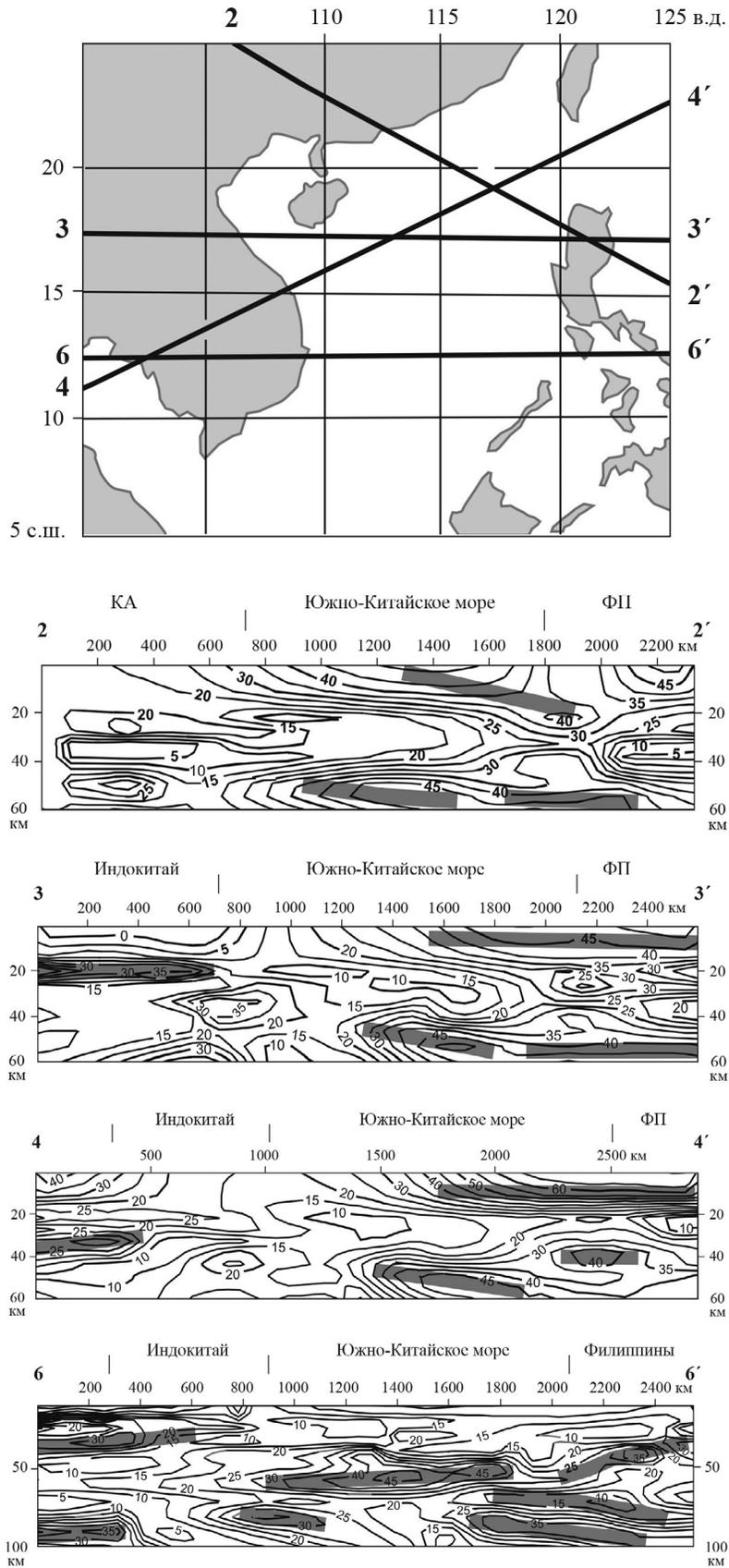


Рис. 8. Расщепление западного фланга Филиппинской плиты. Обозначения на рис. 3.

- на восточной окраине региона проявлены признаки еще одной – вероятно более поздней, тихоокеанской субдукции под Филиппинскую плиту (разрез 3-3' на рис. 5);
- наиболее поздними являются процессы, связанные со структурой центрального типа вероятной плюмовой природы; эта структура проявлена в диапазонах глубин 40–50 и 135–170 км (см. рис. 7);
- субдукция Индо-Австралийской плиты (или обломка Гондваны?) и связанные с ними структуры растяжения и сдвиги субмеридионального простирания являются сквозными по времени проявления; они заложены еще в позднем мезозое [32] и периодически обновлялись в широком диапазоне глубин (см. рис. 3, 5, 6); эти процессы обособлены от тихоокеанской окраины и имеют отношение к перманентному влиянию обломков Гондваны, а позже — Индо-Австралийской плиты; следы этих процессов нарушены позднейшими процессами растяжения, связанными с конвергенцией Евразийской и Тихоокеанской плит.

Намеченная последовательность тектонических процессов, выраженная во взаимоотношениях жестких пластин, в общих чертах увязывается с тектоническими [31, 32, 39, 45], сейсмотомографическими [23, 37, 42, 54, 55], магнитостратиграфическими [21, 39] и петрологическими [57, 62] данными и уточняет проявление этих процессов в 3D-пространстве.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Инаприорные вероятностные гравитационные модели, отражающие реологические состояния геологических сред, обнаружили следы пяти главных тектонических событий на территории Южно-Китайского моря, которые ранее предполагались по геолого-геофизическим данным. Они согласуются с большинством предшествующих тектонических, сейсмотомографических и петрологических моделей этого региона [22, 24, 25, 27, 29, 32, 34, 35, 37, 42, 44, 45, 48, 51, 52, 54, 57, 58, 60, 61, 63, 64] и привязывают гравитационные модели к главнейшим тектоническим структурам и процессам в 3D-пространстве тектоносферы Южно-Китайского моря. Это позволяет уточнить вероятную последовательность тектонических событий на основании взаимоотношений элементов гравитационных моделей и принципов структурного изоморфизма. В дополнение к существующим геолого-геофизическим данным полученные результаты формулируются в следующих выводах:

1. По распределениям плотностной контрастности установлено расслоение тектоносферы Южно-Китайского моря на жесткий коровый

(интервал глубин 5–30 км), вязкий подкоровый (интервал 30–70 км), жесткий нижний литосферный (50–90 км), астеносферный (80–150 км) и жесткий подастеносферный (ниже глубины 150 км) слои.

2. Распределения плотностных неоднородностей, связанные с основными тектоническими событиями в ЮКМ, обусловлены конвергенцией Палеотихоокеанской, а позднее — Филиппинской океанических плит с Филиппинским архипелагом (островной дугой, микроконтинентом) и далее — с Азиатской окраиной. В этой зоне прослежены следы кайнозойских процессов субдукции, растяжения, трансформного сдвига и структуры центрального типа вероятной плюмовой природы. Эти процессы образуют эволюционную последовательность: палеоокеанический спрединг → филиппинская субдукция → СВ растяжение со сдвигом → образование структуры центрального типа вероятного плюмового происхождения. Хайнаньская горячая точка не имеет отношение к СЦТ Южно-Китайского моря, а, как было показано ранее [38], она связана с Кат-азиатской (Ченжоу-Линву) зоной растяжения на границе континента.

3. В Азиатско-Тихоокеанской переходной зоне структуры более молодого возраста лучше проявляются в реологических гравитационных моделях по мере увеличения глубины срезов 3D μ_z -модели (см. рис. 4, 7б) и это является признаком того, что перестройка тектоносферы в этой зоне была направлена преимущественно «снизу–вверх».

4. В восточных районах моря наблюдается расщепление протоокеанической (либо Филиппинской) плиты на ее границе с окраинноморской литосферой, что предопределило надвигание коровых океанических пластин на субконтинентальную литосферу окраинного моря и субдукцию нижнего слоя океанической литосферы под окраинноморскую.

5. Структуры, обусловленные конвергенцией Азиатского континента с Индо-Австралийской плитой, обособлены от Западно-Тихоокеанской окраины, но их формирование происходило в более широком временном (MZ–KZ) и глубинном (20–120 км) диапазонах. Пододвигание жестких литосферных пластин с юга под литосферу окраинного моря (см. рис. 5, 6) вряд ли связано, или только косвенно связано, с субдукцией современной Австралийской плиты. Более вероятно, что оно отражает следы более древней коллизии обломков Гондваны с Азиатским континентом.

Источники финансирования. Работа выполнена в соответствии с темой научных исследований, утвержденной государственным заданием Министерства науки и высшего образования «Изучение геологического строения, моделирование глубин-

ных структур земной коры и верхней мантии Восточной Азии и оценка современного состояния и динамики геосистем (2021–2023)» (№ гос. регистрации 0234-2021-0006).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Зидаров Д.* О решении некоторых обратных задач потенциальных полей и его применении к вопросам геофизики. София: Издательство Болгарской академии наук, 1986. 143 с.
2. *Иванов В.К.* О распределении особенностей потенциала // УМН. 1956. Т. 11. Вып. 5 (71). С. 67–70.
3. *Лобковский Л.И.* Геодинамика спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 256 с.
4. *Петрищевский А.М.* Вязкий слой на границе кора–мантия на Дальнем Востоке // Геотектоника. 2008. № 5. С. 37–48.
5. *Петрищевский А.М.* Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука, 2013. 192 с.
6. *Петрищевский А.М.* Гравитационные модели двухъярусной коллизии литосферных плит на Северо-Востоке Азии // Геотектоника. 2013. № 6. С. 60–83.
7. *Петрищевский А.М.* Палеогеодинамическая интерпретация формализованных гравитационных моделей (Дальневосточный опыт) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. 22 С. 26–43.
8. *Петрищевский А.М.* Общие черты глубинного строения тектоносферы западно-тихоокеанских окраин (Северо-Восточная Азия и Австралия) // Геотектоника. 2016. № 6. С. 87–104.
9. *Петрищевский А.М.* Одно практическое следствие теорем единственности и эквивалентности обратных задач гравитационного потенциала // Геофизика. 2020. № 4. С. 98–111.
10. *Петрищевский А.М.* Геологические задачи, решаемые при вероятностно-детерминированном подходе к интерпретации гравитационных аномалий // Геофизика. 2021. № 2. С. 87–97.
11. *Петрищевский А.М.* Растяжения и сдвиги в земной коре Желтого моря (вероятностная гравитационная модель) // Океанология. 2022. Т. 62. № 2. С. 289–300.
12. *Петрищевский А.М.* Земная кора и верхняя мантия Восточно-Китайского моря (сейсмотомографическая и гравитационная модели) // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41. № 5. С. 43–54.
13. *Петрищевский А.М., Изосов Л.А., Емельянова Т.А. и др.* Строение, реология, петрология и геодинамика тектоносферы Японского моря // Океанология. 2021. Т. 61. № 1. С. 116–131.
14. *Петрищевский А.М., Емельянова Т.А., Изосов Л.А.* Возрастные взаимоотношения рифтогенеза, субдукции и плюмовых процессов на восточной окраине Азии // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2021. № 4. Вып. 52. С. 22–45.
15. *Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П.* Геофизические, магматические и металлогенические признаки мантийного плюма в верховьях рек Алдан и Амур // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 4. С. 568–593.
16. *Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П.* Плотностная контрастность, глубинное строение, реология и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона // Литосфера. 2021. Т. 21. № 4. С. 491–516.
17. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
18. *Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В.* Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 135 с.
19. *Barckhausen U., Engels M., Dieter Franke D. et al.* Evolution of the South China Sea: Revised ages for breakup and seafloor spreading // Marine and Petroleum Geology. 2014. V. 58. P. 599–611.
20. *Braitenberg C., Wienecke S., Wang Y.* Basement structures from satellite-derived gravity field: South China Sea ridge // Journal of Geophysical Research. 2006. V. 111. B05407.
21. *Briaies A, Patriat P, Tapponier P.* Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia // Journal of Geophysical Research. Solid Earth. 1993. V. 98 (B4). P. 6299–6328.
22. *Burton-Johnson A., Cullen A.D.* Continental rifting in the South China Sea through extension and high heat flow: An extended history // Gondwana Research. 2022. In Press.
23. *Cao X.L., Zhu J., Zhao L., Cao J., Hong X.* Three dimensional shear wave velocity structure of crust and upper mantle in South China Sea and its adjacent regions by surface waveform inversion // Acta Seismologica Sinica. 2001. V. 14. № 2. P. 117–129.
24. *Chen H., Li Z., Zhicai Luo Z. et al.* Crust and Upper Mantle Structure of the South China Sea and Adjacent Areas From the Joint Inversion of Ambient Noise and Earthquake Surface Wave Dispersions // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2021. V. 22. e2020GC009356.
25. *Chen S-S., Rui Gao R., Wang Z. et al.* Coexistence of Hainan Plume and Stagnant Slab in the Mantle Transition Zone beneath the South China Sea Spreading Ridge: Constraints from Volcanic Glasses and Seismic Tomography // Lithosphere. 2021. V. 2021. 6619463.

26. Cullen A., Reemst P., Henstra I G. et al. Rifting of the South China Sea: new perspectives // Petroleum Geoscience. 2010. V. 16. P. 273–282.
27. Dung T.T., Cu B.C., Phuong N.H. Cenozoic Basement Structure of the South China Sea and Adjacent Areas by Modeling and Interpreting Gravity Data // Russian Journal of Pacific Geology. 2013. V. 7. № 4. P. 227–236.
28. Evans G.C. Application of Poincare's sweeping-out process // Mathematics. 1933. V. 19. P. 457–461.
29. Gozzard S., Kusznir N., Franke D. et al. South China Sea crustal thickness and oceanic lithosphere distribution from satellite gravity inversion // Petroleum Geoscience. 2019. V. 25. P. 112–128.
30. Flower M.F.J., Tamaki K., Hoang N. Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in East Asia and the western Pacific // Mantle dynamics and plate interactions in East Asia. Geodynamics. 1998. V. 27. P. 67–88.
31. Hall R., Breifeld H.T. Nature and demise of the Proto-South China Sea // Bulletin of the Geological Society of Malaysia. 2017. V. 63. P. 61–76.
32. Huang C-Y., Wang P., Yu M., You C-Y. Potential role of strike-slip faults in opening up the South China Sea // National Science Review. 2019. V. 6. P. 891–901.
33. Land Gravity Data.bgi.omp.obs-mip.fr / модель: EGM08_CBA_global_2190_2.5m]
34. Li C-F., Zhou Z., Li L. et al. Structures of the northeasternmost South China Sea continental margin and ocean basin: geophysical constraints and tectonic implications // Mar. Geophys. 2007. V. 28. P. 59–79.
35. Li C.-F., Li J., Ding W. et al. Seismic stratigraphy of the central South China Sea basin and implications for neotectonics // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2015. V. 120. P. 1377–1399.
36. Li T.L., Shi H.Y., Guo Z.H. et al. Research of deep structure of the South China Sea based on satellite on gravity and magnetic data // Chinese Journal of Geophysics. 2018. V. 61. № 10. P. 216–230.
37. Lin Y-A., Colli K., Wu Y., Schuberth B.S.A. Where Are the Proto-South China Sea Slabs? SE Asian Plate Tectonics and Mantle Flow History From Global Mantle Convection Modeling // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2020. V. 125. P. 1–23.
38. Petrishchevsky A.M. New Data on the Crust and Upper Mantle Structure of the Southeast China Obtained from Statistical Processing Results of Gravity Anomalies // Russian Journal of Pacific Geology. 2020. V. 14. № 2. P. 119–134.
39. Quin X., Zhao B., Lia F. et al. Deep structural research of the South China Sea: Progresses and directions // China Geology. 2019. № 4. P. 530–540.
40. Ren J., Tamaki K., Li S., Junxia Z. Late Mesozoic and Cretaceous rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas // Tectonophysics. 2002. V. 344. P. 175–205.
41. Shi X., Kirby J., Yua C. et al. Spatial variations in the effective elastic thickness of the lithosphere in Southeast Asia // Gondwana Research. 2017. V. 42. P. 49–62.
42. Shi H., Li T., Zhang R. et al. Imaging of the Upper Mantle Beneath Southeast Asia: Constrained by Teleseismic P-wave Tomography // Remote Sens. 2020. V. 12. 2975.
43. Shu L.S., Faure M., Yu J.H., Jahn B.M. Geochronological and geochemical features of the Cathaysia block (South China): new evidence for the Neoproterozoic breakup of Rodinia // Precambrian Res. 2011. V. 187. № 3–4. P. 263–276.
44. Subuet J-C., Yeh Y.C., Lee C.S. Geodynamics of the South China Sea // Tectonophysics. 2016. V. 692. Part B. P. 98–119.
45. Sun W. Initiation and evolution of the South China Sea: an overview // Acta Geochim. 2016. V. 35. № 3. P. 215–225.
46. Sun Z., Chen H., Xu H. et al. Mesozoic paleogeography and tectonic evolution of South China Sea and adjacent areas in the context of Tethyan and Paleo-Pacific interconnections // Island Arc. 2008. V. 17. P. 186–207.
47. Sun Z., Zhong Z.L., Keep M. et al. 3D analogue modeling of the South China Sea: A discussion on breakup pattern // Journal of Asian Earth Sciences. 2009. V. 34(4). P. 544–556.
48. Trung N.N., Lee S-M., Cong B. Satellite Gravity Anomalies and Their Correlation with the Major Tectonic Features in the South China Sea // Gondwana Research. 2004. V. 7. № 2. P. 407–424.
49. Wan T., Zhao Q., Lu H. et al. Discussion on the Special Lithosphere Type in Eastern China // Earth Sciences. 2016. V. 5. № 1. P. 1–12.
50. Wang Y., Fan W., Guo F. et al. Geochemistry of Mesozoic Mafic Rocks Adjacent to the Chenzhou-Linwu fault, South China: Implications for the Lithospheric Boundary between the Yangtze and Cathaysia Blocks // International Geology Review. 2003. V. 45. P. 263–286.
51. Wang Y., Zhang F., Fan W. et al. Tectonic setting of the South China Block in the early Paleozoic: Resolving intracontinental and ocean closure models from detrital zircon U-Pb geochronology // Tectonics. 2010. V. 29. TC6020. P. 1–16.
52. Wang P., Huang C.-Y., Lin J. et al. The South China Sea is not a mini-Atlantic: plate-edge rifting vs intra-plate rifting // National Science Review. 2019. V. 6. P. 902–913.
53. Wu H.H., Tsai Y.B., Lee T.Y. et al. 3-D shear wave velocity structure of the crust and upper mantle in South China Sea and its surrounding regions by surface wave dispersion analysis // Marine Geophysical Researches. 2004. V. 25. P. 5–27.
54. Wu J., Suppe J. Proto-South China Sea Plate Tectonics Using Subducted Slab Constraints from Tomography // Journal of Earth Science. 2015. V. 29. № 6. P. 1304–1318.

55. Wu Y., Wan L., Ji Z. *et al.* Tectonic Evolution in the South of the South China Sea and Its Control Factors of Hydrocarbon Accumulation // *Ekoloji*. 2018. V. 27. № 106. P. 485–494.
56. Xu Y.G., Wei J.X., Qiu H.N. *et al.* Opening and evolution of the South China Sea constrained by studies on volcanic rocks: preliminary results and a research design // *Chin. Sci. Bull.* 2012. V. 57 (24). P. 3150–3164.
57. Yan Q., Castillo P., Shi X. *et al.* Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from Daimao Seamount (South China Sea) and their tectonic implications // *Lithos*. 2015. V. 218–219. P. 117–126
58. Yao B.C., Wan L., Zeng W.J. *et al.* Three dimensional structure of lithosphere and its evolution in the South China Sea. Beijing: Geological Publishing House, 2006.
59. Yin Z. Cai Z., Zhang C. *et al.* Tectonic unit divisions based on block tectonics theory in the South China Sea and its adjacent areas // *Acta Oceanol. Sin.* 2021. V. 40. № 9. P. 33–42.
60. Yu C.H., Zhao J.F., Shi X.B. *et al.* Sediment density correction of gravity anomaly in the South China Sea and its significance to analyze of regional tectonic characteristics // *Chinese Journal of Geophysics*. 2017. V. 60 (8). P. 3151–3169.
61. Zhao M., Qiu X., Xia S. *et al.* Seismic structure in the northeastern South China Sea: S-wave velocity and Vp/Vs ratios derived from three-component OBS data // *Tectonophysics*. 2010. V. P. 183–197.
62. Zhao M., He E., Sibuet J.-C. *et al.* Postseafloor spreading volcanism in the central east South China Sea and its formation through an extremely thin oceanic crust // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2018. V. 19. P. 621–641.
63. Zhou D., Sun Z., Chen H-Z. *et al.* Mesozoic paleogeography and tectonic evolution of South China Sea and adjacent areas in the context of Tethyan and Paleo-Pacific interconnections // *Island Arc*. 2008. V. 17. P. 186–207.
64. Zhou D., Yao B. Tectonics and Sedimentary Basins of the South China Sea: Challenges and Progresses // *Journal of Earth Science*. 2009. V. 20. № 1. P. 1–12.

CRUST AND UPPER MANTLE OF THE SOUTH CHINA SEA (PROBABILISTIC-DETERMINISTIC GRAVITY MODEL)

A. M. Petrishevsky*

*Institute of Complex Analysis of Regional Problems, Far Eastern Branch,
Russian Academy of Sciences, Birobidzhan, Russia*

*e-mail: petris2010@mail.ru

Rheological layering of a tectonosphere of the South China Sea (SCS) on the crust rigid (the depth interval of 5–30 km), viscous subcrustal (the depth interval of 30–70 km), rigid lower lithospheric (50–90 km), asthenospheric (80–150 km) and rigid subasthenospheric (the depth interval is more than 150 km) is established. Distributions of the density inhomogeneities connecting with the main tectonic events in SCS are caused by the Paleo-Pacific's convergence, and later — the Philippine's oceanic plate with the Philippine archipelago and further — with the Asian margin. In this zone by distributions of density contrast in a tectonosphere are tracing Cenozoic processes of a subduction, stretching, transformic shift and structure of the central type of the probable plume nature which form an evolutionary sequence: back arc, or paleo-oceanic spreading → the Philippine subduction → NE-stretching with shift → formation of the structure of the central type of a probable plume origin. The structures caused by convergence of the Asian continent with the Indo-Australian plate are isolated from the West Pacific margin, and the underthrusting of rigid lithospheric plates from the South under a lithosphere of the margin sea reflects traces of more ancient collision of fragments of the Gondwana with Asian continent.

Keywords: gravity models, rheology, crust, upper mantle, subduction, stretching, shifts, plume, South China Sea