

**ЗЕМНАЯ КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ ВОСТОЧНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ
(СЕЙМОТОМОГРАФИЧЕСКАЯ И ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛИ)***А.М. Петрищевский**ФГБУН Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, ул. Шолом Алейхема, 4, г. Биробиджан, 697016; e-mail: petris2010@mail.ru*

Поступила в редакцию 21 марта 2022 г.

Рассматриваются гравитационные и сейсмотомографические модели тектоносферы, детализирующие и уточняющие строение земной коры и подкоровой мантии этого региона. Земная кора Восточно-Китайского моря значительно разуплотнена, и это разуплотнение продолжается в подкоровой мантии до глубины 40–45 км. Показано существование широкой зоны растяжения СЗ-простираения, связанной с трансформными сдвигами на западной границе Тихоокеанской плиты. В восточных районах Восточно-Китайского моря нижний слой океанической филиппинской литосферы пододвинут под дугу Рюкю и далее – под вязкий подкоровый слой континентального шельфа. В центральных районах моря океаническая литосфера надвинута на литосферу континентальной окраины. В подастеносферном срезе верхней мантии на западной границе Филиппинской плиты (средний фрагмент дуги Рюкю) обнаружены признаки структуры центрального типа вероятного плюмового происхождения.

Ключевые слова: гравитационные модели, сейсмическая томография, земная кора, верхняя мантия, растяжения, сдвиги, Восточно-Китайское море.

КРАТКИЙ ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ ДАННЫХ

Восточно-Китайское море является пограничной структурой между континентальной плитой Янцзы и океанической Филиппинской плитой (рис. 1). Поэтому земная кора и подкоровая мантия этого моря совмещают черты окраинно-континентального (переходного) и океанического типа структур. Западная часть моря до границы поднятия Диаюньдао (рис. 1, а) представляет собой континентальный шельф с глубиной дна менее 100 м, а в восточной части – глубина моря увеличивается до 1 км. В Филиппинском море глубина дна составляет от 2.5 до 6 км [21, 39].

В Восточно-Китайском море отчетливо проявлены омоложение возраста тектонических структур (рис. 1, а) и уменьшение мощности земной коры (рис. 1, б) в направлении от континента к Филиппинской плите, что объясняется направленным ростом мощности земной коры. В связи со значительным разуплотнением коры и подкоровой мантии мощность земной коры определяется неоднозначно. По одним данным [21, 39] она изменяется от 32 км на границе континента до 25 км в трог Окинава, а по другим [17] – от 28 до 18 км, соответственно. Еще больше различаются оценки мощности литосферы [36, 39].

По данным [36], мощность литосферы сокращается от 90 км на западном шельфе моря до 60 км на границе Филиппинской плиты (рис. 1, з). Направленное на запад увеличение мощности земной коры и литосферы связано с донеогеновой субдукцией Палео-Тихоокеанской плиты, а позднее – Филиппинской плиты [13, 21, 40]. Конвергенция континентальной (Янцзы) и океанической (Тихоокеанской) плит происходила циклично в обстановке знакопеременных тектонических напряжений. В периоды сжатия в Восточно-Китайском море формировались поднятия (Yandang, Taipei, Ryukyu), а в периоды растяжений – осадочные бассейны (Oujiang, Minjiang, Keelung) и трог Окинава [39, 40]. Представление о характере растяжений дает сейсмический разрез через трог Окинава (рис. 1, д), который иллюстрирует разрыв под ним гранитно-метаморфического слоя и сокращение мощности коры до 18 км. По сейсмическим данным [22, 24], осадочные отложения не претерпевают существенного увеличения мощности в трог Окинава (составляя в среднем 2.5 км), что объясняется преобладанием восходящих вертикальных тектонических напряжений [39] в этой структуре, начиная от среднего миоцена по настоящее время [19]. Эта особенность отличает трог Окинава от большинства

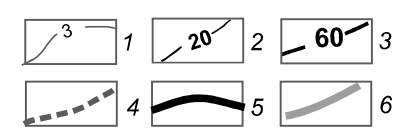
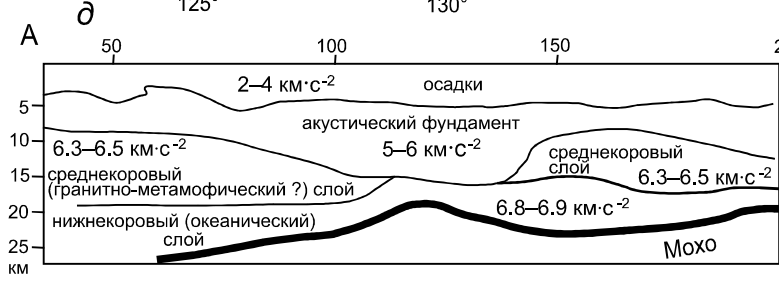
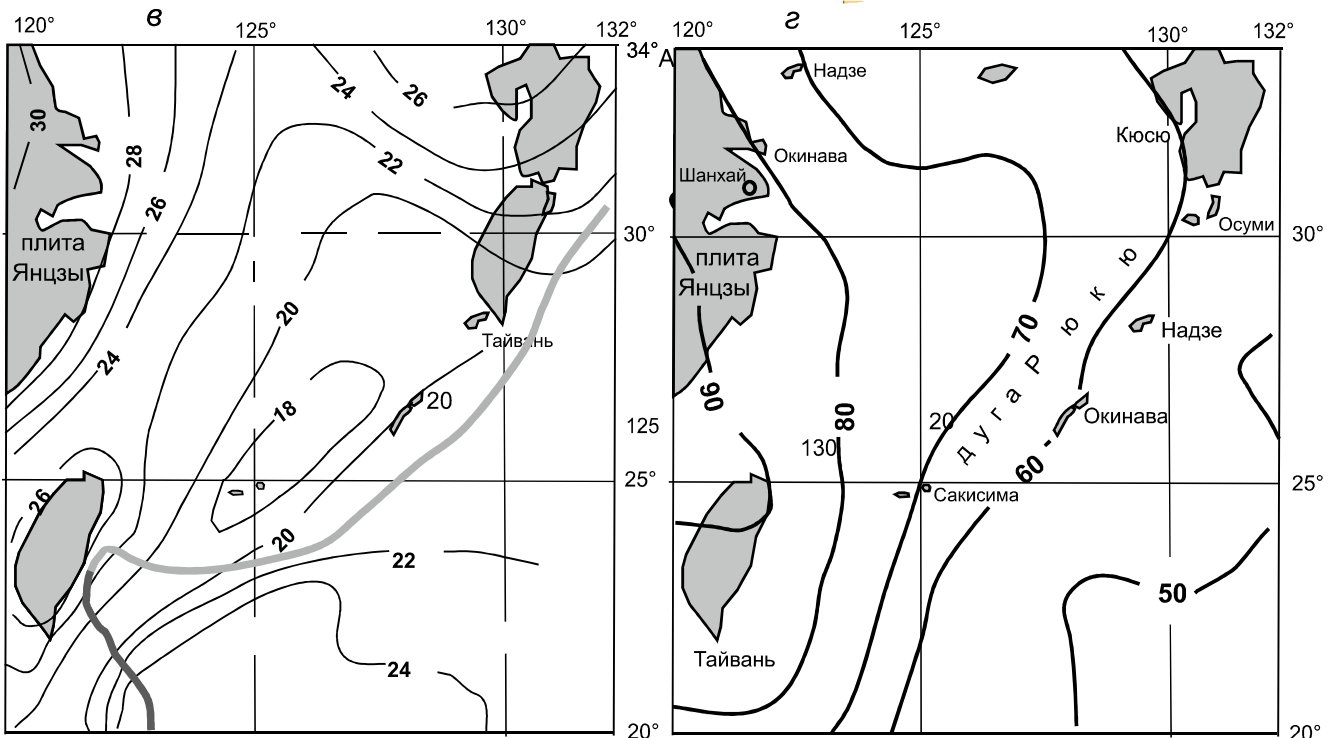
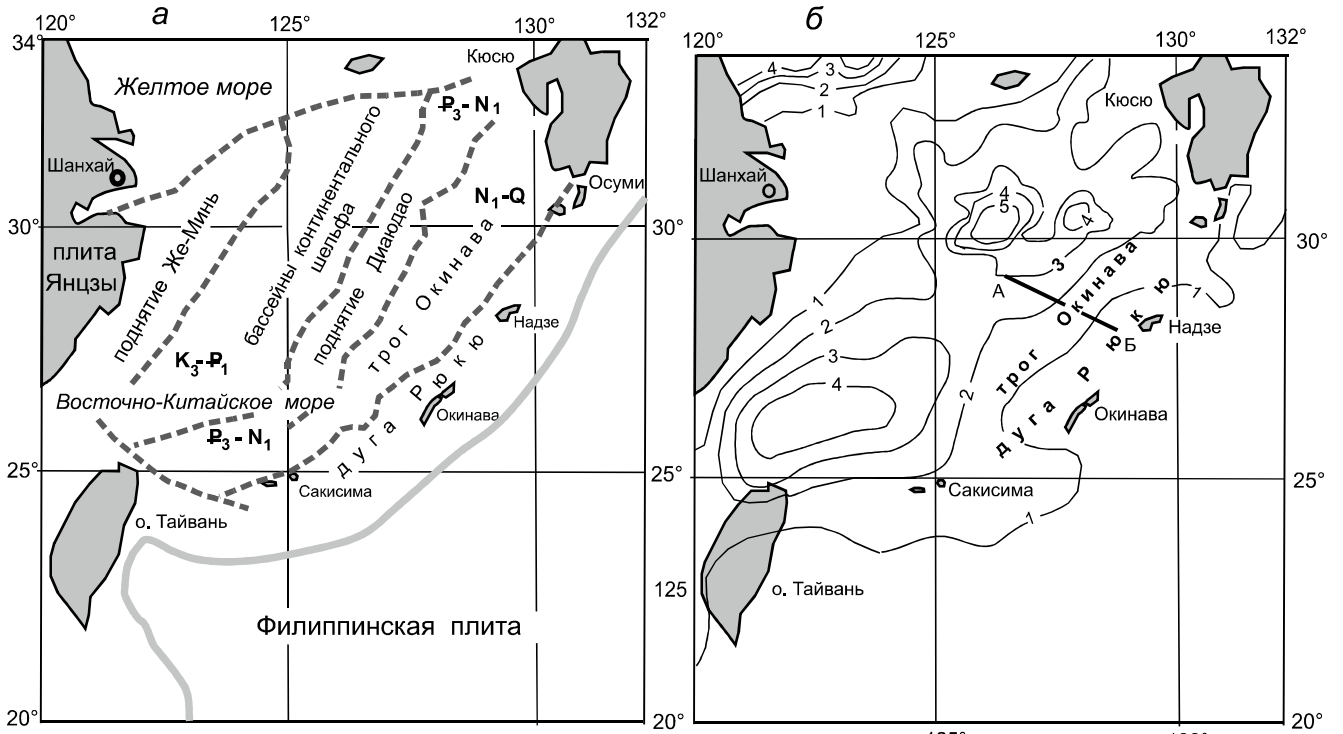


Таблица. Разбиение тектоносферы на слои.

Слой, км	11–20	16–25	21–30	27–40	32–45	37–50	42–60	52–70	62–80	72–90	82–120	102–200
Нс, км	10	15	20	25	30	35	40	50	60	70	80	100

рифтогенных структур, в которых процессы растяжения сопровождаются увеличением мощности вулканогенно-осадочных отложений. Нормальный рифтогенез наблюдается в бассейнах континентального шельфа, в которых мощность осадочных отложений достигает 5–6.5 км (рис. 1, б). По-видимому, формирование трога Окинава находится в начальной фазе развития, и время его заложения не превышает 2 млн лет [24]. При дальнейшем растяжении и утонении среднего слоя земной коры мощность осадочных отложений в нем будет увеличиваться.

Сейсмотомографические модели тектоносферы Восточно-Китайского моря [13, 34] регистрируют понижение скорости сейсмических волн в интервале глубин 15–110 км (рис. 2), а в более детальных распределениях скорости [34] здесь выделяется слой повышенных скоростей в интервале глубин 50–80 км, соответствующий нижнему слою литосферы.

По совокупности существующих данных, строение и эволюция тектоносферы Восточно-Китайского моря определяются направленным ростом мощности земной коры и литосферы в направлении к континенту, при котором периоды сжатия чередовались с периодами растяжения. Вместе с тем, существование большого количества поперечных (СЗ-ЮВ) разломов [40] предполагает их связь со сдвиговыми дислокациями, а осадочные бассейны рассматриваются некоторыми исследователями как результат процесса «pull-apart» [35]. Дислокации и трансформации типа «pull-apart» возникают между разнонаправленными перемещениями тектонических масс в сдвиговых дуплексах. Сдвиговый дуплекс – это сочетание двух правых, или левых, кулисообразных сдвигов, сомкнутых между собой системой субпараллельных дочерних опережающих разрывов. Противоположные смещения масс на границах дуплекса приводит к растяжению внутри-сдвигового пространства и формированию структур (разломов, осадочных бассейнов) и соответствующих геофизических аномалий, поперечных к простиранию сдвигов.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве основы модельных построений использован мировой каталог гравиметрических данных [16], содержащий цифровой массив значений аномалий Буге по сети $0.42' \times 0.42'$ на территорию Восточно-Китайского моря и прилегающих районов континента. На широтных профилях, пересекающих гравиметрическую карту через 0.5° , с шагом 5 км были построены графики аномалий Буге, по которым рассчитаны глубины залегания источников квази-симметричных аномалий и плотностная контрастность (μ_z -параметр) на отрезках между центрами плотностных неоднородностей и поверхностями эквивалентных сфер, на которые выметались, по Пуанкаре [11], аномальные массы этих источников:

$$\mu_z = \frac{V_{zm} Z_o}{4\pi K(Z_o - H_c)^2} \quad (1)$$

где: V_{zm} – амплитуда гравитационного возмущения; Z_o – глубина центра плотностной неоднородности; K – гравитационная постоянная; H_c – глубина поверхности, на которую выметается масса источника.

Геологическое пространство было расслоено на 12 условных слоев (табл.) и источники гравитационных аномалий выметались на поверхность эквивалентных сфер, касательных к поверхностям слоев. Выполнялось условие: $H_c < Z_o$, а максимальные значения сглаживались до уровня $60 \times 10^{-2} \text{ кг/м}^2/\text{км}$.

Таким образом формировалась 3D-модель распределения плотностной контрастности: $\mu_z(x, y, H_c)$, которая являлась цифровой основой построения горизонтальных срезов и вертикальных разрезов 3D-модели.

Реализованная методика идентична методам особых точек, использующих отношения производных гравитационного потенциала в скользящем окне [1, 41], но отличается от них переменным размером скользящего окна, настраиваемого на ширину локальных гравитационных возмущений, и измерением их амплитуд [7], что позволяет исследовать вещественные свойства плотностных неоднородностей.

Рис. 1. Тектоническая схема (а) [39] и мощности: осадочных отложений (б) [39], земной коры (в) [17] и литосферы (г) [36] с разрезом через трог Окинава (д) [23]

1–3 – изопахиты мощности (км) осадочных отложений (1), земной коры (2) и литосферы (3); 4 – границы тектонических структур; 5 – граница Мохо; 6 – западная граница Филиппинской плиты.

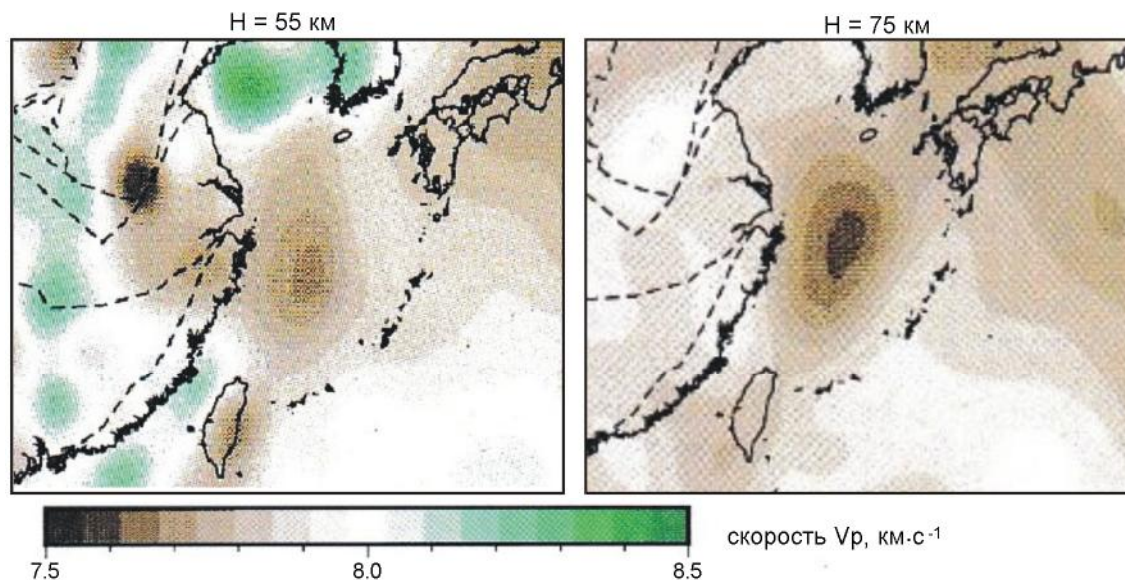


Рис. 2. Скорость продольных сейсмических волн в литосфере Восточно-Китайского моря.

Реализованный подход к интерпретации гравитационных аномалий не имеет дело с конкретными геологическими источниками, а оперирует лишь со случайными отображениями эквивалентных односвязных «компактных» масс, сопровождаемых квазисимметричными гравитационными аномалиями. При этом каждая такая аномалия представляется результатом сложения аномалий множества источников [3, 4, 8], а геологическое пространство – микститовой средой.

В результате многократного тестирования разработанного метода установлена отчетливая связь плотностной контрастности с реологическими свойствами земной коры и верхней мантии [6]. Высоким и повышенным значениям μ_z -параметра соответствуют древние жесткие метаморфические блоки кратонов и террейны кратонного типа [6, 27, 29, 31], низким и пониженным значениям соответствуют зоны дробления и трещиноватости, аккреционные призмы и турбидитовые террейны [25], а также зоны флюидно-гидротермальной проработки в разломах и апикальных частях структур центрального типа разного ранга [26, 28]. В верхней мантии высоким значениям μ_z -параметра соответствует нижний жесткий слой литосферы. В разрезах тектоносферы низкие значения μ_z -параметра повсеместно совпадают с зонами пониженных скоростей сейсмических волн и удельных электрических сопротивлений [6, 29, 31].

На территории Восточно-Китайского моря распределения плотностной контрастности в подкоревой мантии совпадают с распределениями V_p -сейсмиче-

ских волн (рис. 3). В сравниваемых моделях жесткий слой в нижней литосфере Восточно-Китайского моря одинаково отображается максимумом μ_z -параметра и повышением V_p -скорости, а локальным понижением скорости соответствуют минимумы плотностной контрастности. Такая же корреляция установлена в разрезах верхней мантии Австралийского континента [29], Приамурья [26] и Северо-Востока России [5].

На конечном этапе интерпретации выполнялось стандартное итерационное решение прямой линейной обратной задачи (подбор плотности в среде с закрепленными границами), при котором опорными границами раздела плотностных сред являлись границы зон и областей с различными значениями или морфологией распределений μ_z -параметра. Расчеты выполнены с помощью 2D-алгоритма Голиздры-Старостенко [2].

РЕОЛОГИЧЕСКАЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ ВОСТОЧНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

В распределениях плотностной контрастности (рис. 4) проявлены две структуры растяжения литосферы СЗ и СВ простираний. Нижнекоревая СЗ-зона растяжения (рис. 4, а) является юго-восточным продолжением окраинно-континентальной структуры растяжения-сдвига, сопровождаемой линейными минимумами μ_z -параметра в срезах литосферы на глубинах 10 и 25 км [30]. Ось СЗ-зоны растяжения в Восточно-Китайском море смещена к югу на 300 км относительно континентальной СЗ-зоны [30], что соответствует правосдвиговой кинематике разлома Танлу [32].

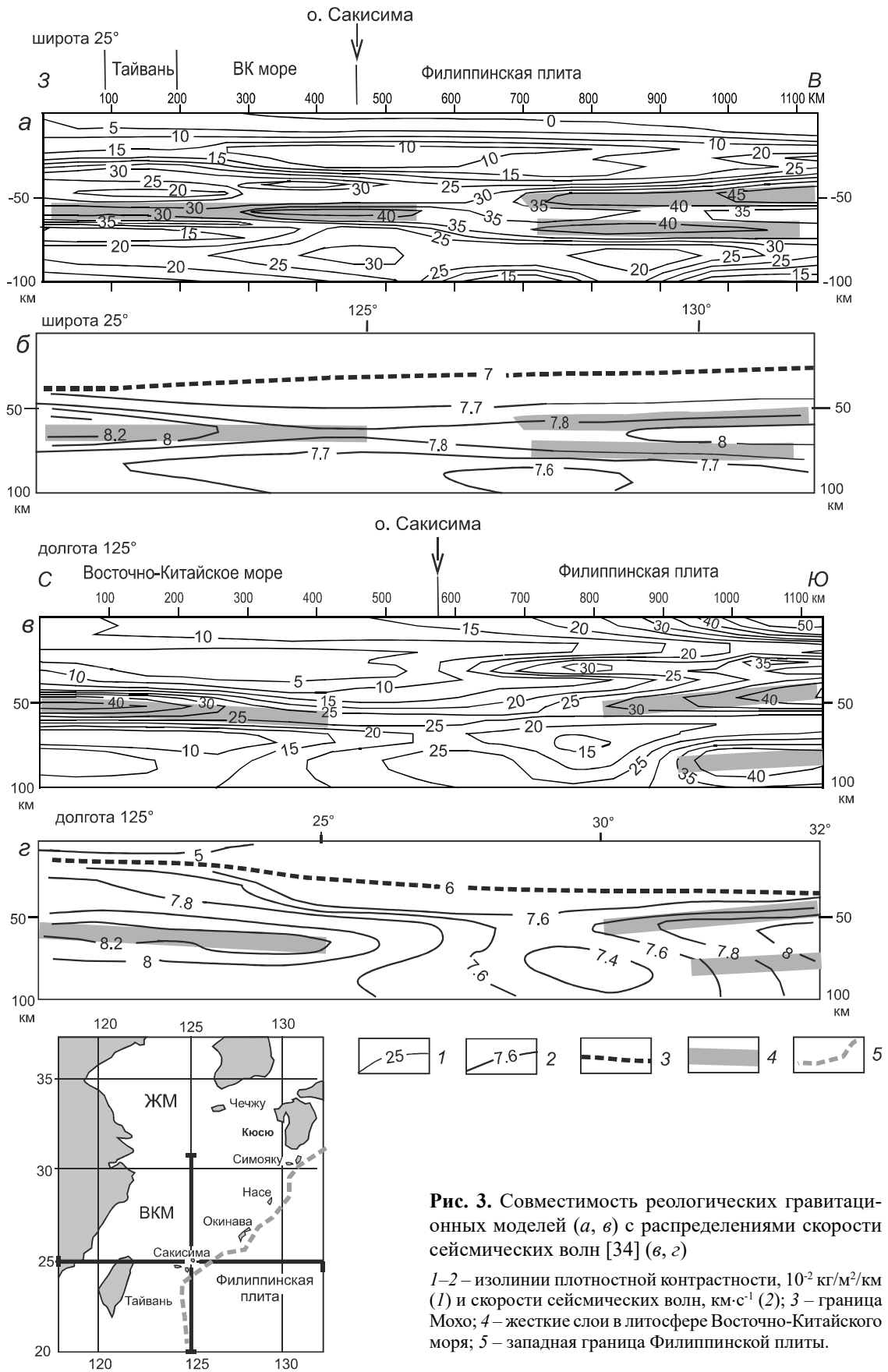


Рис. 3. Совместимость реологических гравитационных моделей (а, в) с распределениями скорости сейсмических волн [34] (б, г)

1–2 – изолинии плотностной контрастности, 10^{-2} кг/м³/км (1) и скорости сейсмических волн, км·с⁻¹ (2); 3 – граница Мохо; 4 – жесткие слои в литосфере Восточно-Китайского моря; 5 – западная граница Филиппинской плиты.

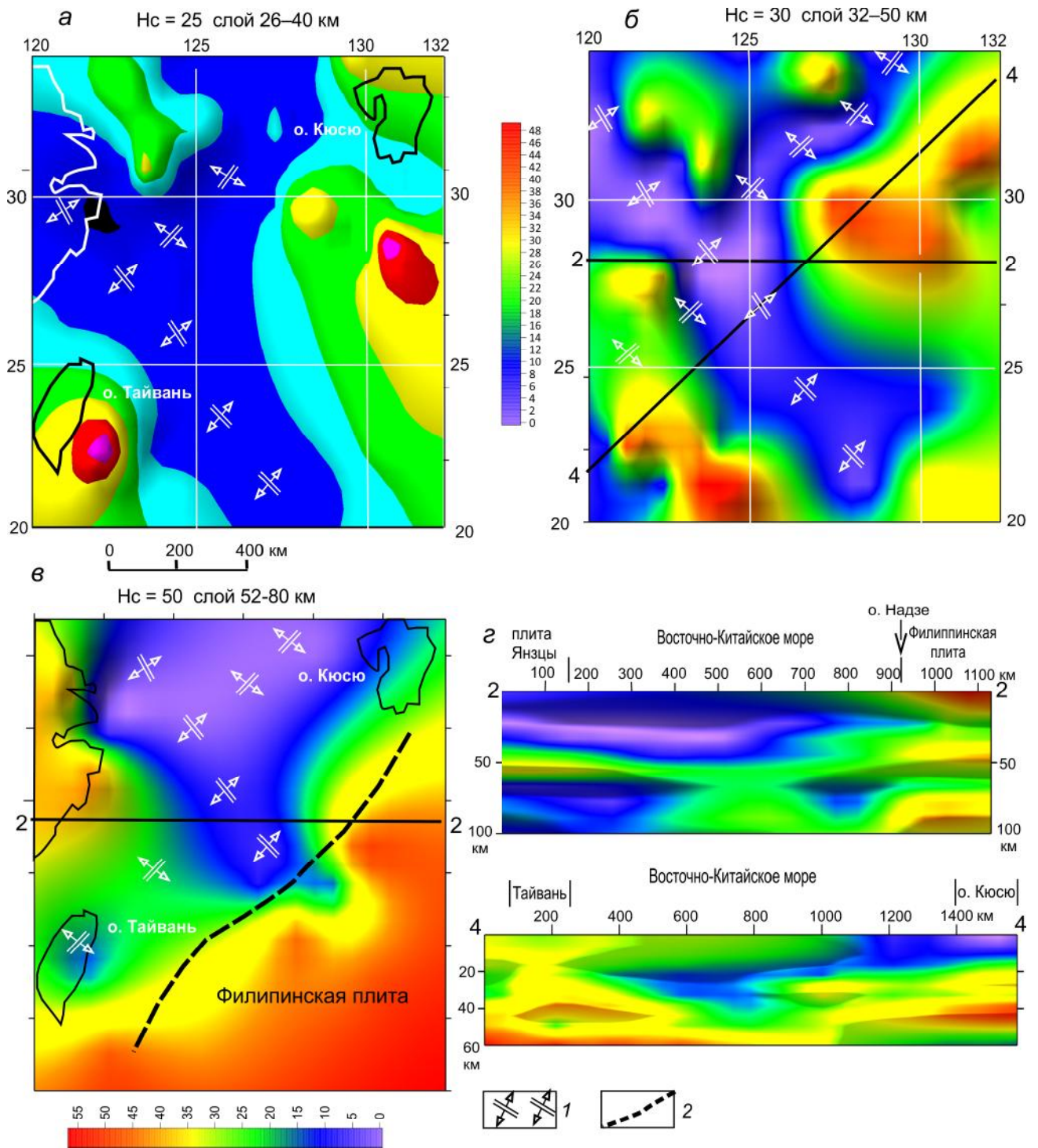


Рис. 4. Распределения плотностной контрастности в подкорковой мантии (а, б) и нижней литосфере (в) с разрезами $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (z).

1 – оси зон растяжения, 2 – западная граница Филиппинской плиты

В Восточно-Китайском море СЗ-зона растяжения является результатом поперечного растяжения в сдвиговом дуплексе, образуемого сдвигами Танлу на западе и Филиппинско-Японским – на востоке [18]. Это подтверждается также поперечными субширотными и СЗ ориентировками структур растяжения-сжатия второго порядка в бассейне Чаньжиань (Changjian) на континентальном шельфе [33]. Здесь исследователи пришли к выводу, что такие ориентировки более вероятно связаны с периодами структурных палеоцен-миоценовых инверсий сжатия-растяжения, чем с остаточным эффектом коллизии Индийской и Евразийской плит. Соглашаясь, отчасти, с ними, автор данной статьи напоминает, что существование поперечных дислокаций и деформаций в осадочных бассейнах на Восточной окраине Азии является широко распространенным явлением и оно, как правило, связывается с процессами «pull-part» в сдвиговых дуплексах растяжения.

Зоны растяжения СВ-простираения подчинены главной СЗ-зоне растяжения-сдвига (рис. 4, б, в) и, вероятно, имеют более древний возраст заложения. Из пространственных взаимоотношений зон СВ- и СЗ-простираений следует, что на первых (донеогеновых) этапах эволюции в литосфере Восточно-Китайского моря преобладали СВ-зоны растяжения-сжатия, связанные с циклической субдукцией Филиппинской плиты [33, 40], а на постнеогеновом – СЗ-растяжения, связанные с трансформными сдвигами на западной границе Тихоокеанской плиты [15, 20]. Современные векторы горизонтального сжатия, вычисленные по фокальным механизмам землетрясений [37], характеризуются различным простираем в западных и восточных районах моря. В западных районах и тропе Окинава они ориентированы в северо-восточном направлении, а в восточных (дуга Рюкю) – северо-западном. Первые могут быть связаны со сдвигами, а вторые – с процессами новейшего сжатия-растяжения на границе Тихоокеанской плиты. В вертикальной плоскости векторы сжатия под дугой Рюкю тоже ориентированы в двух направлениях: на западе они располагаются субгоризонтально, а на востоке ориентированы в соответствии с морфологией субдуцирующей Тихоокеанской плиты [37]. Из сопоставления сейсмотектонических векторов сжатия и распределений плотностной контрастности следует, что процессы сжатия-растяжения и сдвиги сосуществовали в литосфере Восточно-Китайского моря, либо чередовались во времени, и были обусловлены колебательным тектогенезом.

В нижнем литосферном (рис. 4, в) и подлитосферном (рис. 5, а) срезах обширному максимуму плотностной контрастности соответствует Филиппинская плита, а параллельная западной границе плиты

зона растяжения отделяет эту плиту от континентальной плиты Янцзы (рис. 4, в). В глубоком срезе верхней мантии на западной границе Филиппинской плиты, в среднем фрагменте дуги Рюкю, по концентрической зональности аномалий μ_z -параметра (рис. 5, б) можно предположить существование структуры центрального типа. На поверхности здесь широко распространены вулканические образования, отсутствующие на южном и северном отрезках дуги [14]. Присутствие в этих вулканах большой группы редких элементов (LREE) [10], характерно для мантийных адакитоподобных магм [9].

В разрезах тектоносферы Восточно-Китайского моря (рис. 4, г, 5, в) проявлены три особенности: 1) разуплотнение земной коры под этим морем, совпадающее с сейсмотомографическими моделями распределения скоростей [13, 34]; 2) погружение Филиппинской плиты под Восточно-Китайское море (рис. 4, г; 5, в), соответствующее субдукционным моделям этого региона [18, 21, 33, 40]; 3) реологическая расслоенность плит Янцзы и Филиппинской (рис. 4, г; 5, в). Обе плиты расслоены на нижнекоровый и нижний литосферный слои. Под Филиппинской плитой существует третий (подастеносферный) слой повышенной вязкости на глубине более 80 км (рис. 5, в).

Плотностная модель (рис. 6, в), полученная в результате подбора плотности сред, границы которых определены в реологической модели, (рис. 6, б), соответствует гравитационной аномалии (рис. 6, а). В этой модели мощность литосферы изменяется от 50 км под Филиппинской плитой до 70 км под западным шельфом Восточно-Китайского моря, что, в общих чертах, соответствует сейсмической модели (рис. 1, г). Под центральной частью моря в реологической (рис. 6, б) и соответствующей плотностной (рис. 6, в) моделях можно предположить куполовидное поднятие подастеносферной мантии (диапир ?). Амплитудный (порядка 150 мГл) гравитационный минимум над средним (вулканическим) отрезком островной дуги Рюкю (рис. 6, а) не находит объяснения в распределениях плотностной контрастности верхней мантии (рис. 6, б) и, по-видимому, он обусловлен вулканическим разуплотнением земной коры, что часто встречается под вулканическими поясами восточной окраины Азии [5, 6, 25, 27, 31]. Разуплотнение коррелируется с понижением скорости сейсмических волн до 5.5–5.7 км с⁻¹ в интервале глубин 6–15 км и до 6.8 км с⁻¹ в нижней коре [22]. Коровое разуплотнение смещено на 150 км к востоку от астеносферного разуплотнения (рис. 6, б), что может быть связано с послыжными растяжениями земной коры и верхней мантии Восточно-Китайского моря, которому обязаны рифтогенные структуры этого моря (рис. 1, а).

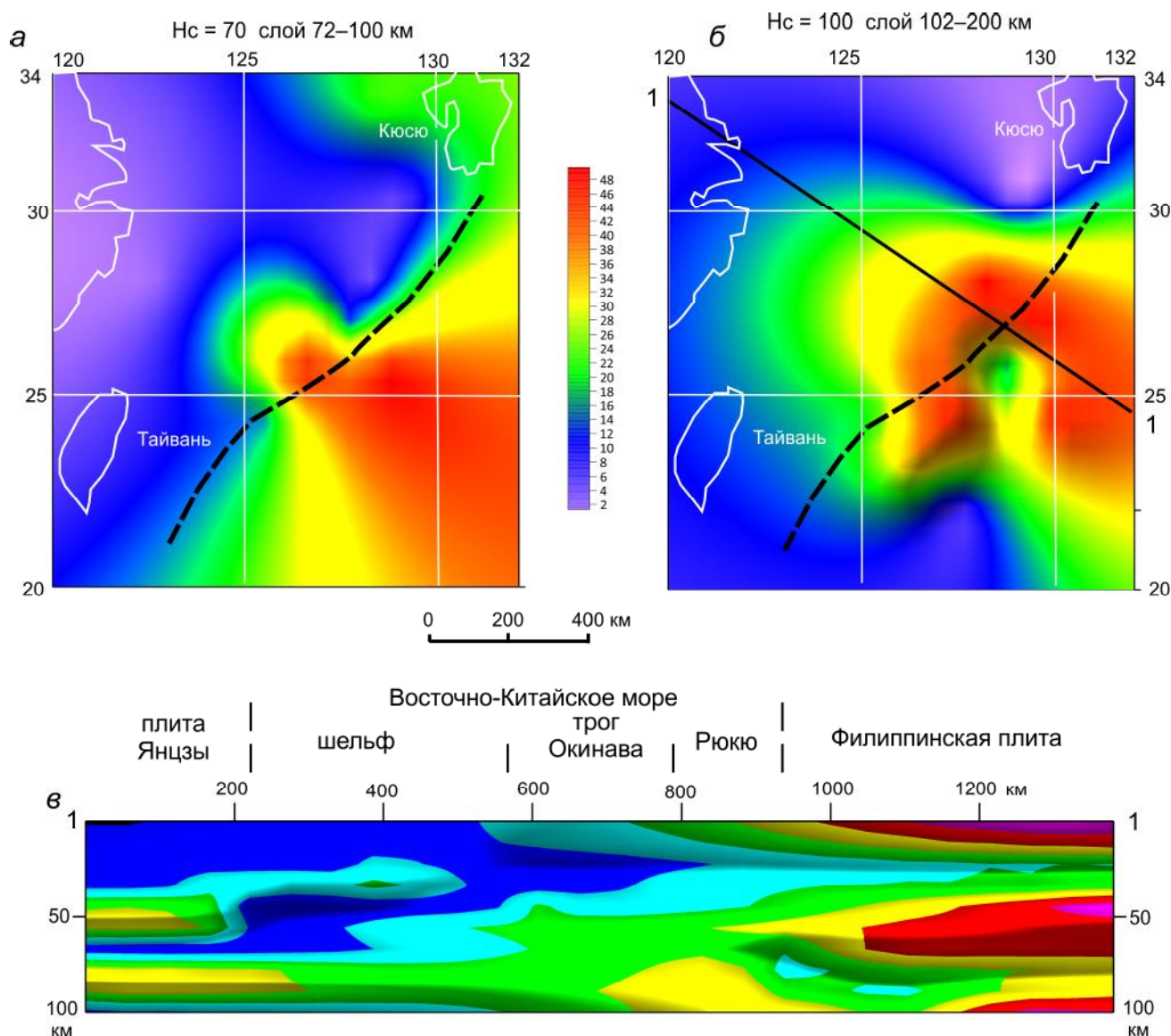


Рис. 5. Распределения плотностной контрастности в астеносфере (а) и подастеносферном слое (б) с разрезом $\mu_z(x, y, H_s)$ -модели (в).

Условные обозначения см. на рис. 4.

Плотностная модель (рис. 6, в) предполагает надрывание филиппинской коры на континентальную литосферу шельфа Восточно-Китайского моря. Филиппинская плита расщеплена на коровую и нижнюю литосферную пластины (рис. 6, б), что является фундаментальной чертой строения литосферных плит на восточной окраине Азии [26].

Очень похожими являются взаимоотношения островодужных (субокеанических) террейнов Восточного Сихотэ-Алиня с метаморфическим Матвеевско-Нахимовским (Ханкайским) континентальным террейном (рис. 7). На всем протяжении Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы острово-

дужные Кемский и Таухинский террейны надвинуты на прогибающуюся континентальную кору. Во фронте надвигания располагаются тектонические покровы и аккреционные призмы (Журавлевская и Самаркинская), отображаемые утолщением верхнего слоя земной коры (разрезы 1-1 и Бикин-Кема на рис. 7). Как и вулканы дуги Рюкю, Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс отображается разуплотнением верхнего (0–18 км) слоя земной коры ($\mu_z < 15 \times 10^{-2}$ кг/м³/км). Сергеевский метаморфический террейн мощностью менее 10 км является аллохтонным образованием – перемещенным фрагментом Ханкайского массива либо Северо-Китайского кратона.

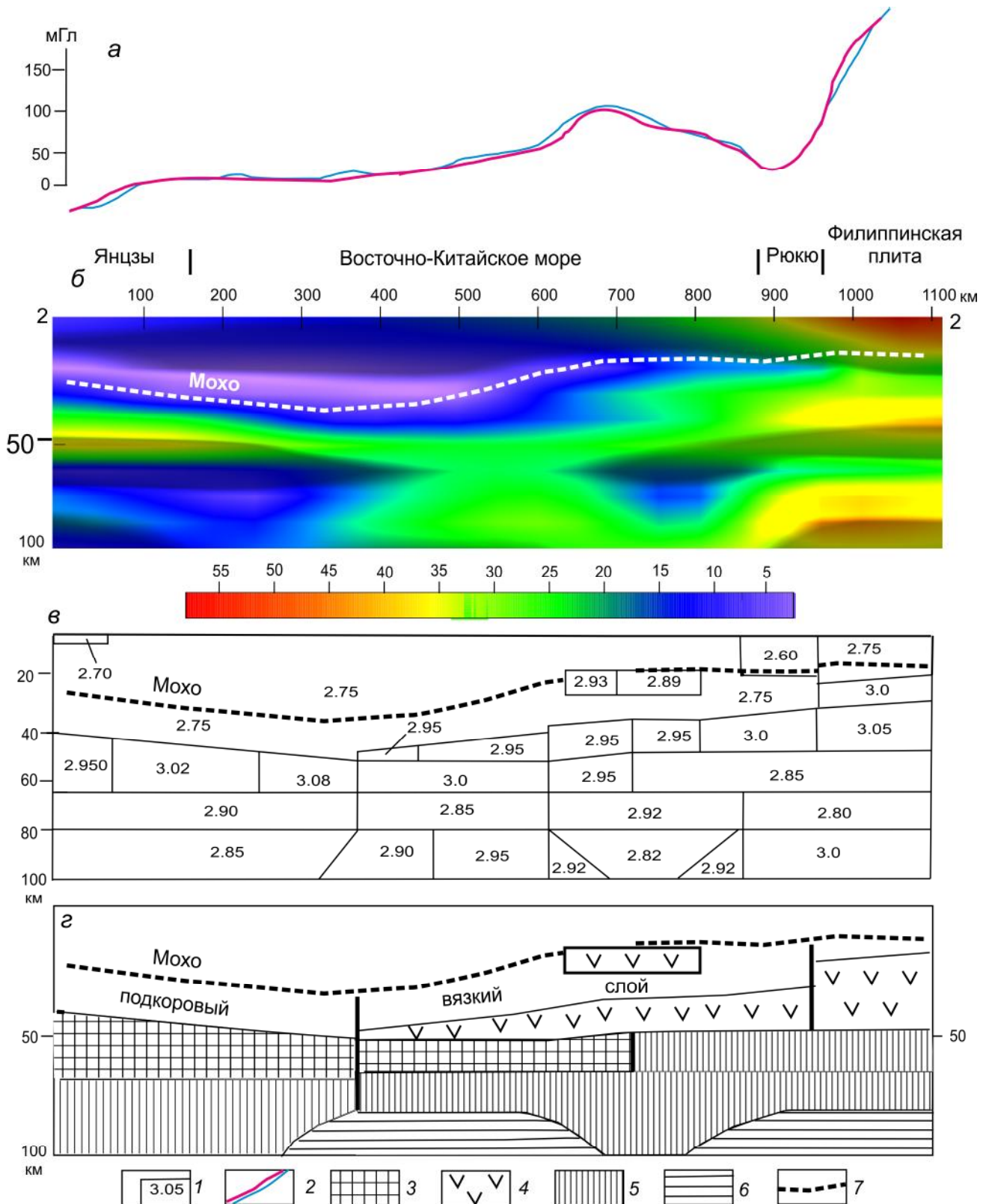


Рис. 6. Гравитационные аномалии (а), реологическая (б), плотностная (в) и тектоническая (г) модели тектоносферы Восточно-Китайского моря.

1 – блоки и их плотность, г см⁻³; 2 – наблюдаемая (синяя) и расчетная (красная) аномалии Буге; 3 – континентальная кора; 4 – океаническая (островодужная) литосфера; 5 – астеносфера; 6 – подастеносферная мантия; 7 – граница Мохо [34].

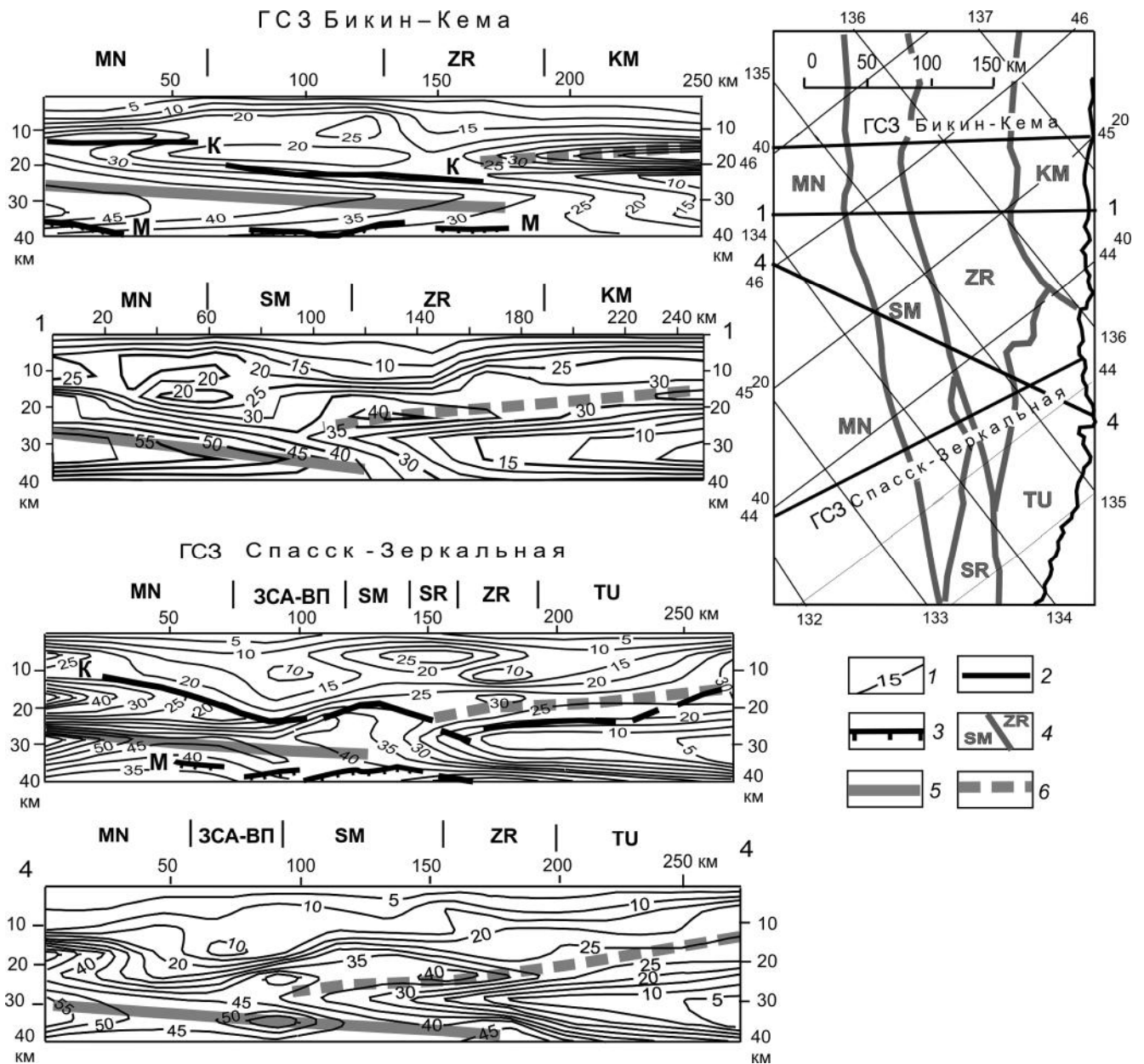


Рис. 7. Реологическая модель земной коры Сихотэ-Алиня, совмещенная с разрезами ГСЗ [25].

1 – изолинии плотностной контрастности, 10^{-2} кг/м³/км; 2–3 – сейсмические границы: Конрада (2) и Мохо (3); 4 – границы террейнов; 5–6 – оси жестких слоев: континентальных (5) и океанических (6). Наименования террейнов: MN – Монастырско-Нахимовский, SM – Самаркинский, SR – Сергеевский; ZR – Журавлевский; TU – Таухинский; KM – Кемский.

Одинаковые взаимоотношения континентальных и островодужных структур в разных районах Азиатской окраины свидетельствуют об универсальности тектонических процессов на конвергентных границах литосферных плит.

ВЫВОДЫ

Рассмотренные модели, основывающиеся на обратных задачах гравитационного потенциала с

единственным (в математическом смысле) решением и согласующиеся с сейсмотомографическими моделями, детализируют и уточняют предшествующие данные о строении и эволюции тектоносферы Восточно-Китайского моря.

Земная кора Восточно-Китайского моря значительно разуплотнена, и это разуплотнение продолжается в подкоревой мантии до глубины 40–45 км (рис. 4, з).

В литосфере Восточно-Китайского моря существует широкая зона растяжения СЗ-простираения (рис. 4, а, б), возможно связанная с трансформным сдвигом на западной границе Тихоокеанской плиты.

В нижнем литосферном (рис. 4, в) и подастено-сферном (рис. 5, а) срезях верхней мантии отчетливо картируется западный фланг Филиппинской плиты, расщепленной на коровую, нижнюю литосферную и подастено-сферную жесткие пластины (рис. 5, в).

Во всех разрезах наблюдается погружение филиппинских жестких пластин под дугу Рюкю и далее – под вязкий подкоровый слой континентального шельфа, сопровождаемое надвиганием окраинноморской (или островодужной) филиппинской литосферы на континентальную литосферу – продолжение плиты Янцзы под шельфом (рис. 6, з).

В подастено-сферном срезе верхней мантии (рис. 5, б) на западной границе Филиппинской плиты (средний фрагмент дуги Рюкю) выявлены признаки структуры центрального типа вероятного плюмового происхождения. Плюм находится в начальной фазе продвижения к поверхности, хотя в его центральной зоне и присутствуют миоцен-плиоценовые вулканы [14].

Совместимость распределений плотностной контрастности с распределениями скорости сейсмических волн (рис. 3) убеждают в достоверности и эффективности метода оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии при расшифровке глубинного строения конвергентных структур [6].

Работа выполнена в соответствии с темой научных исследований, утвержденных государственным заданием Министерства науки и высшего образования: «Изучение геологического строения и моделирование глубинных 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. Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н. Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе «СИНГУЛЯР» // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 123–127.
2. Гравиразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1990. 607 с.
3. Зидаров Д. О решении некоторых обратных задач потенциальных полей и его применении к вопросам геофизики. София: Изд-во Болгарской академии наук, 1986. 143 с.
4. Иванов В.К. О разрешимости обратной задачи потенциала в конечном виде // Докл. АН СССР. 1956. Т. 106, № 4. С. 598–600.
5. Петрищевский А.М. Глубинные структуры земной коры и верхней мантии Северо-Востока России по гравиметрическим данным // Литосфера. 2007. № 1. С. 46–64.
6. 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.
7. Петрищевский А.М. Одно практическое следствие теорем единственности и эквивалентности обратных задач гравитационного потенциала // Геофизика. 2020. № 4. С. 98–111.
8. 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.
9. Cai G., Wan Zh., Yao Y., Zhong L., Zheng H., Kapsiotis A., Zhang C. Mesozoic northward subduction along the SE Asian continental margin inferred from magmatic records in the South China Sea // Minerals. 2019. V. 9, N 598. P. 2–25. doi:10.3390/min9100598
10. Cao H., Zhi-lei Sun Z-L., Liu C-L., Liu E., Jiang X., Huang W. Origin of natural sulfur-metal chimney in the Tangyin hydrothermal field, Okinawa Trough: constraints from rare earth element and sulfur isotopic compositions // China Geol. 2018. V. 2, N 2. P. 225–235.
11. Evans G.C. Application of Poincare's sweeping-out process // Mathematics. 1933. V. 19. P. 457–461.
12. Hashimoto S., Nakagawa H. Geology of the northern part of Okinawa-jima III – On the geological structure of the central part of the Ryukyu Islands // Geol. studies of the Ryukyu Islads. 1978. V. 3. P. 23–39.
13. Huang J., Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. B09305. DOI:10.1029/2005JB004066,
14. Kizaki K. Geology and tectonics of the Rykyu island // Tectonophysics. 1986. V. 125. P. 193–207.
15. Khanchuk A. I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from Russian side // Earth Sci. (Chikyu Kagaku). 2001. V. 5, N 5. P. 275–291.
16. Land Gravity Data.bgi.omp.obs-mip.fr / модель: EGM08_CBA_global_2190_2.5m.
17. Li T. The principal characteristics of the lithosphere of China // Geosci. Frontiers. 2010. V. 1. P. 45–56.
18. Liang J., Wang H. Cenozoic tectonic evolution of the East China Sea Shelf Basin and its coupling relationships with the Pacific Plate subduction // J. Asian Earth Sci. 2019. V. 171. P. 76–387. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2018.08.030>.
19. Lin J.I., Sibuet C., Hsu S-K. Distribution of the East China Sea continental shelf basins and depths of magnetic sources // Earth Planets Space. 2005. V. 57. P. 1063–1072.
20. Martynov Y.A., Golozubov V.V., Khanchuk A.I. Mantle diapirism at convergent boundaries (Sea of Japan) // Russian Geology and Geophysics. 2016. V. 57, N 5. P. 745–755.
21. Nakamura M., Yoshida Y., Zhao D., Katao H., Nishimura S. Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Ryukyu arc // Tectonophysics. 2003. V. 369, N 3–4. P. 121–143.
22. Nishizawa A., Kaneda K., Oikawa M., Horiuchi D., Fujioka Y., Okada C. Variations in seismic velocity distribution along the Ryukyu (Nansei-Shoto) Trench subduction zone at the northwestern end of Philippine Sea plate // Planets and Space. 2017. V. 69, N 86. P. 2017. DOI 10.1186/s40623-017-0674-7.
23. Nishizawa A., Kaneda K., Oikawa M., Horiuchi D., Fujioka Y., Okada C. Seismic structure of rifting in the Okinawa trough an active backarc basin of the Ryukyu (Nansei-Shoto) island arc–

- trench system // *Earth, Planets and Space*. 2019. V. 71, N 21. P. 2–26. <https://doi.org/10.1186/s40623-019-0998-6>
24. Park J.-O., Tokuyama H., Shinohara M., Suyehiro K., Taira A. Seismic record of tectonic evolution and backarc rifting in the southern Ryukyu island arc system // *Tectonophysics*. 1998. V. 294. P. 21–42.
 25. Petrishchevsky A.M. Rheological model of the crust beneath Southern Sikhote-Alin: Evidence from gravity Data // *Russian J. Pacific Geol.* 2011. V. 5, N 3. P. 210–224.
 26. Petrishchevsky A.M., Yushmanov Yu. P. Rheology and metallogeny of the Maya–Selemdzha Plume // *Doklady Earth Sci.* 2011. V. 440, N 2. P. 207–212.
 27. Petrishchevsky A.M. Gravity models of two-level collision of lithospheric plates in Northeast Asia // *Geotectonics*. 2013. V. 47, N 6. P. 424–443.
 28. Petrishchevsky A.M., Yushmanov Yu. P. Geophysical, magmatic, and metallogenic manifestation of a mantle plume in the upper reaches of the Aldan and Amur Rivers // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. V. 55. P. 443–462.
 29. Petrishchevsky A.M. Common features of the tectonosphere deep structure in the Western Pacific Margins (Northeast Asia region and Australia) // *Geotectonics*. 2016. V. 50, N 6. P. 608–623.
 30. 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 J. of Pacific Geol.* 2020. V. 14, N 2. P. 121–136.
 31. Petrishchevsky A.M. The crust and upper mantle in the zone of junction between the Central Asian and Pacific Fold Belts // *Russian J. of Pacific Geol.* 2021. V. 15, N 5. P. 401–416.
 32. Ren J., Tamaki S. Li., Zhan J. Late Mesozoic and Cretaceous rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas // *Tectonophysics*. 2002. V. 344. P. 175–205.
 33. Su J., Ge R. Cenozoic inversion of the East China Sea Shelf Basin: Implications for reconstructing Cenozoic tectonics of eastern China // *Intern. Geol. Rev.* 2014. V. 56, N 12. P. 1541–1555. DOI: 10.1080/00206814.2014.951004.
 34. Sun W., Kennett B.L.N. Uppermost mantle P wavespeed structure beneath eastern China and its surroundings // *Tectonophysics*. 2016. V. 683. P. 12–26.
 35. Suo Y.H., Li, S. Z., Zhao J., Somerville I. D., Yu S., Dai L. M., Xu L. Q., Cao X.Z., Wang P.C. Continental margin basins in East Asia: tectonic, implications of the Meso-Cenozoic East China Sea pull-apart basins // *Geol. J.* 2015. V. 50, N 2. P. 139–156.
 36. Wan T., Zhao Q., Lu H., Wang Q., Sun C.. Discussion on the special lithosphere type in Eastern China // *Earth Scien.* 2016. V. 5, N 1. P. 1–12. doi: 10.11648/j.earth.20160501.11
 37. Xu Z-H., Xu Q-Q., Wu S-W. Present-day tectonic stress in the East China Sea region and its possible origin // *Acta Seismologica Sinica*. 1999. V. 12, N 5. P. 542–549.
 38. Xu Z.H., Xu G.Q., Wu S-W. Present-day tectonic stress in the East China Sea region and its possible origin // *Acta Seismologica Sinica*. 2019. V. 12, N 5. P. 542–549.
 39. Xuan S., Jina S., Chen Y. Determination of the isostatic and gravity Moho in the East China Sea and its implications // *J. Asian Earth Sci.* 2020. V. 187. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2019.104098>
 40. Yang C., Han D., Yang C., Yang Y., Sun J., Yu F. Mesozoic basin evolution of the East China Sea Shelf and tectonic system transition in Southeast China // *Geol. J.* 2020. V. 55. P. 239–252.
 41. Zhang C., Mushayandebvu F.M., Reid A.B., Fairhead J.D., Odegard M.E. Euler deconvolution of gravity tensor data // *Geophysics*. 2000. V. 65, N 2. P. 512–520.

Рекомендована к печати П.Г. Кулиничем
 после доработки 04.05.2022 г.
 принята к печати 23.05.2022 г.

A.M. Petrishchevsky

The Earth's crust and upper mantle of the East China Sea (seismotomographic and gravity models)

Gravity and seismic-tomography models of the tectonosphere detailing and specifying the structure of the crust and upper mantle of the East China Sea are considered. Crust of this region has considerably lower density extending into the subcrustal layer to a depth of 40–45 km. A transform-fault-related wide pull-apart zone of NW strike is identified on the western edge of the Pacific plate. In east regions of the East China Sea the lower layer of the Philippine oceanic lithosphere is underthrust beneath the Ryukyu arc and further – beneath the viscous subcrustal layer of the continental shelf. In the western regions, the oceanic lithosphere is thrust over the continental margin crust. Evidence of the central type structure of presumably plume origin is found in the layer below the asthenosphere on the western edge of the Philippine plate (a middle fragment of the Ryukyu arc).

Key words: gravity models, seismic tomography, crust, upper mantle, pull apart, strike-slips, East China Sea.