

УДК 551.242.2

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ И ПРИРОДЕ КОРЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕНГАЛЬСКОГО ЗАЛИВА ПО ДАННЫМ ГЛУБИННОЙ СЕЙСМИКИ

© 2024 г. В. К. Илларионов^{1,2,*}, О. Ю. Ганжа², Д. А. Ильинский²,
К. А. Рогинский², А. Ю. Борисова³

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

² Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва, Россия

³ Институт геологических и экологических наук, Тулуза, Франция

* e-mail: vkillar@mail.ru

Поступила в редакцию 23.03.2023 г.

После доработки 20.04.2023 г.

Принята к публикации 18.07.2023 г.

Проведен комплексный анализ геолого-геофизических данных, характеризующих строение восточной материковой окраины Индии и прилегающей части дна Бенгальского залива. По структурно-тектоническим особенностям выделено три сектора: южный, центральный и северный, естественными границами между которыми служат разломные зоны авлакогенов Маханади и Годавари-Кришна. В центральном секторе к материковому склону прилегает периконтинентальное Восточно-Индийское плато. В 2003 г. с борта НИС “Мезень” в данном регионе на двух профилях были выполнены работы методом глубинного сейсмического зондирования. Полученные данные и их геологическая интерпретация позволили выделить “редуцированную” континентальную кору. Она характеризуется сокращенной мощностью верхнего, среднего и нижнего слоя. Сделан вывод о континентальной природе Восточно-Индийского плато и, прилегающей к нему, северной части Хребта 85°. Легкие сиалические и эффузивные породы, которые участвуют в строении вершины хребта, дают отрицательную гравиметрическую аномалию в редукции Фая, которая является его выдающийся особенностью.

Ключевые слова: “редуцированная” континентальная кора, периконтинентальное плато, коромантийный разлом, эрозионно-тектонический палеорельеф, отрицательная гравиметрическая аномалия, новейшая фаза тектонической активизации

DOI: 10.31857/S0030157424030128, EDN: QBVJYV

ВВЕДЕНИЕ

Восточная материковая окраина Индийского субконтинента и прилегающая к ней западная часть Бенгальского залива (БЗ) образуют переходную зону атлантического или т. н. “пассивного типа, общими признаками для которых является отсутствие сейсмичности и современного вулканизма. Восточно-Индийская переходная зона имеет существенные отличия. Во-первых, она характеризуется проявлением современной сейсмичности [27]. Во-вторых, в отличие от переходных зон атлантического типа с глубинами у подножья более 4 км, в центральном секторе восточной материковой окраины Индии (между авлакогенами Годавари-Кришна и Маханади) подножье залегает на глубинах менее 2 км [40]. Эти и еще ряд факторов, которые будут рассмотрены ниже, позво-

ляют выделить ее в особый тип развивающейся тектонической зоны.

Изученность региона. Строение западной части БЗ детально изучено магнитометрическим и гравиметрическим методом. Технологической компанией ION/GT Technology (2007) сейсмическим методом отраженных волн (ОГТ) были получены качественные разрезы, которые дают представление о строении осадочного чехла и о морфоструктурных особенностях акустического фундамента (рис. 1).

Выполненные во второй половине прошлого столетия точечные наблюдения методом преломленных волн с применением сейсмоакустических радиобуев (sonobuoys) позволили получить скорости прохождения сейсмических волн в осадочной толще и в кристаллическом фундаменте. Однако существенным недостатком радиобуев оказалось

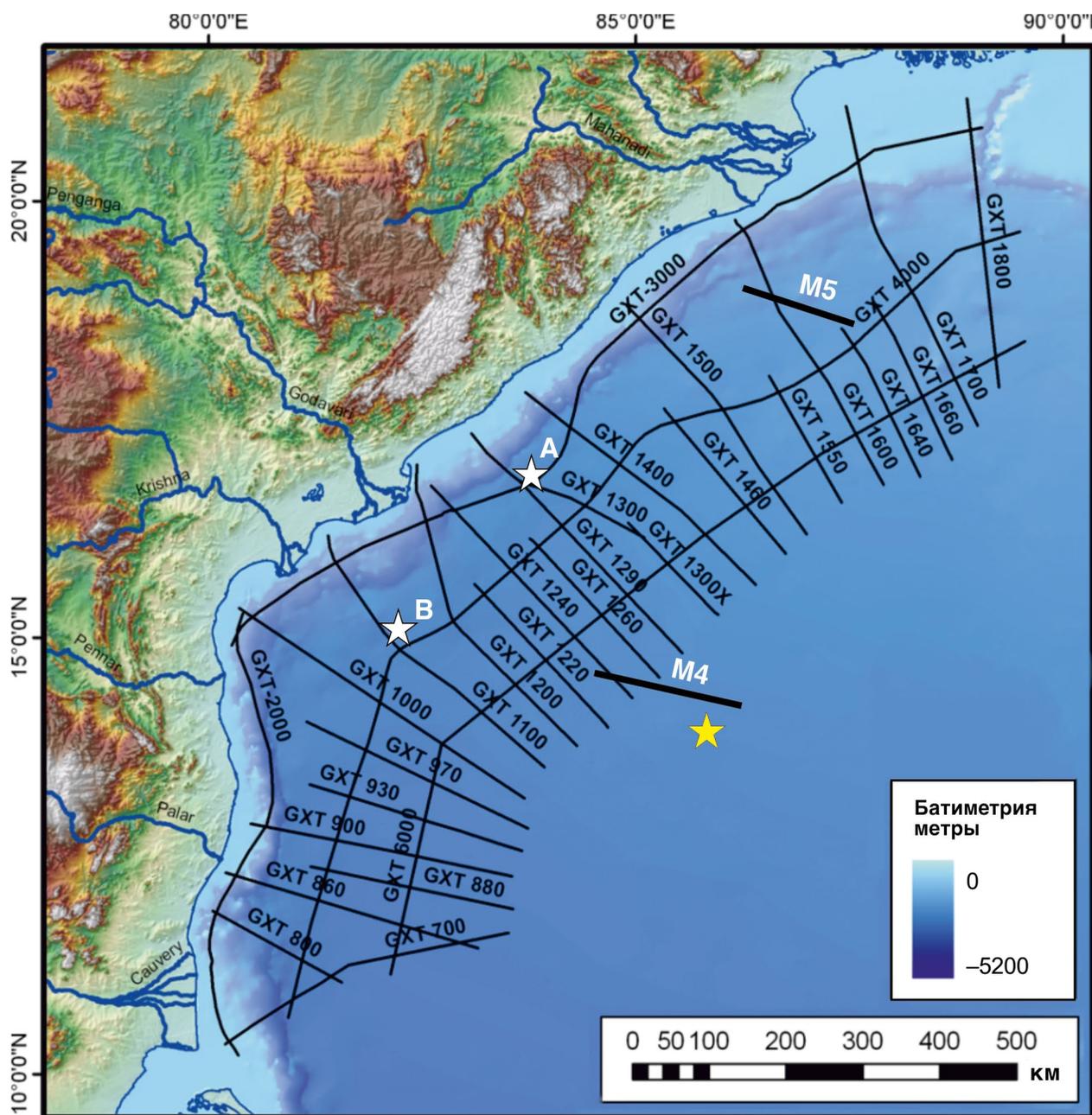


Рис. 1. Батиметрическая карта западной части Бенгальского залива. Схема сейсмических профилей ION/GX Technology (2007) по [41]; белыми звездочками отмечены скважины промышленного бурения А и В по [33]; желтая звездочка – скважина IODP-1444 по [23]. М4 и М5 – профили ГСЗ (НИС “Мезень”, 2003).

то, что они представляют собой безякорные системы, которые могут дрейфовать во времени и пространстве на большие расстояния. При отсутствии точных координат радиобуя обработка полученных данных дала усредненные результаты их местоположения, поэтому такая методика сейчас является достаточно архаичной. В настоящее время для определения местоположения радиобуя можно использовать навигационную систему GPS, которая с учетом поправок на его снос, может давать координаты с точностью

3–5 м. Однако в этом случае себестоимость таких исследований значительно возрастет.

О геологическом строении данного региона можно судить по результатам буровых работ, которые проводятся с целью поиска месторождений углеводородов. Промышленным бурением главным образом охвачены континентальная и морская часть шельфовой зоны и материковый склон, включая его подножье. Что касается глубоководного бурения на акватории западной части БЗ, то единственная скважина IODP-1444

была пробурена в 2014 г. в точке с координатами 14° с. ш., 84° 50' в. д. [23]. Она прошла всего 323 м, возраст осадков нижнего слоя относятся к позднему миоцену (7.5 млн лет).

Методология исследований региона. Существенным недостатком изученности данного региона является отсутствие наблюдений методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Учитывая это обстоятельство, вполне очевидно, что большинство публикаций, как правило базируются на анализе данных гравиметрии, материалов многоканальной сейсмоки (ОГТ) и магнитометрии. Широкое применение программ компьютерной обработки позволяет строить двух- и трехмерные разрезы строения земной коры, для которых данные ОГТ дают хорошее представление о строении осадочного чехла. При этом наиболее четкая динамически выраженная граница (акустический фундамент) обычно интерпретируется как поверхность консолидированной коры, природа которой, из-за отсутствия скоростных значений, может иметь широкий диапазон геологической интерпретации, начиная от кровли континентальной коры и кончая поверхностью “третьего” слоя океанической коры. Решение вопроса о природе коры в БЗ безусловно является важнейшей задачей. Однако, если учесть, что согласно методологии, разработанной тектоникой плит, фундамент в БЗ априори отождествляется с океанической спрединговой корой, то становится вполне очевидным, что эта задача в рамках теории мобилизма не относится к приоритетным научным направлениям и, по существу, необходимость в ее постановки сводится на нет.

С другой стороны, при отсутствии скоростных данных временные разрезы ОГТ не могут быть однозначно переведены в глубинные, а поэтому в случае таких построений следует учитывать, что будет “плавать” не только глубина границы, но и ее морфология в случае изменения параметров скоростей по латерали. Поэтому структурно-геологическая интерпретация, основанная только на временных разрезах, будет неадекватной и существенно искажать истинную структуру природной среды. Привлечение гравиметрических данных по существу ничего не меняет, поскольку, находясь в пределах соотношений между скоростью и плотностью согласно кривым Найф-Дрейка (Nafe-Drake curves) и соотношения Берча (Burch's relations), для каждой версии в 2- и 2.5-мерном моделировании распределения скоростей с глубиной можно подобрать удовлетворяющий наблюдаемым данным плотностной

разрез, не говоря уже о 3-х мерном моделировании, где пределы в задании распределения плотностей значительно шире.

В этом отношении показательным примером является построение многочисленных моделей северной части Хребта 85°, который является главной структурой в западной части БЗ. На разрезах ОГТ он прослеживается в виде горстовых блоков, амплитуда превышения которых относительно подножья может достигать 2–3 км. Хребет полностью перекрыт осадками, которые образуют над ним выровненную поверхность дна. При таком геологическом строении хребет должен давать положительную аномалию в свободном воздухе. Однако, он характеризуется отрицательной аномалией [35]. Авторы данной статьи интерпретировали отрицательное гравитационное поле как результат внедрения хребта в молодую океаническую кору и последующего его захоронения под осадочным чехлом. Согласно другой гипотезе, рельеф хребта образован вулканическим материалом низкой плотности на тонкой океанической коре [42]. Однако с позиции теории изостазии для объяснения такого несоответствия требуется относительное утолщение коры с образованием “корня”, погруженного в мантию. В публикациях по этому поводу предлагаются различные варианты расчетов утолщения нижней части коры, погруженной в более плотные слои верхней мантии, для того, чтобы компенсировать положительную аномалию и получить отрицательную, удовлетворяющую наблюдаемым значениям. Как вариант, например, предлагается увеличение нагрузки на хребет продуктами вулканической деятельности, одновременно располагая под ним “корень” в виде магматического андерплейтинга [19]. Однако совместное моделирование гравиметрических и магнитометрических данных, произведенное Анандом, не подтвердило существование этой модели [9]. Более того, такой подход к объяснению отрицательной аномалии в северной части Хребта 85° не дает вразумительного объяснения существования положительной аномалии над южной частью хребта.

На фоне различных гипотез относительно природы хребта, на наш взгляд, особое внимание заслуживает точка зрения [32, 48]. Эти авторы, по аналогии с хребтом Лакшми в Аравийском море, который, как было установлено, имеет континентальную природу и характеризуется отрицательной аномалией, пришли к выводу, что Хребет 85° также может иметь континентальную природу. Однако эта версия не нашла поддержки среди сторонников тектоники плит.

Таким образом, учитывая сказанное выше, вполне очевидно, что методология, базирующаяся на данных гравиметрии и отраженной сейсмике без опоры на разрезы глубинного сейсмического зондирования, не может дать надежных разрезов глубже тех временных границ, которые выделяются методом ОГТ. Результаты трехмерного моделирования аномалий силы тяжести могут дать отличный результат при условии, если они будут обеспечены данными, полученными методом глубинной сейсмике. Этот метод является наиболее информативным при изучении строения земной коры, причем его технологические возможности в настоящее время достигли большой точности.

Цель и задачи работы. В настоящей работе авторы акцентировали внимание на вопросах строения и природы земной коры в западной части БЗ. В 2003 г. на НИС “Мезень” были отработаны два профиля ГСЗ, на которых впервые получены сведения о скорости преломленных волн в коре, на границе Мохо и верхней мантии. Эти результаты с учетом компилятивных данных, опубликованных в научных статьях и находящихся в свободном доступе в интернете, позволили расширить представление о глубинном строении коры в западной части БЗ и ответить на некоторые

вопросы относительно истории геологического развития данного региона.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Глубинное сейсмическое зондирование. В 2003 г. в Бенгальском заливе с борта НИС “Мезень” с помощью российских автономных донных сейсмических станций (АДСС) [6] проводились работы по глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ). В западной части Бенгальского залива было отработано два профиля М4 и М5 (рис. 1). Технические характеристики АДСС и методология обработки полученных данных подробно рассмотрена в статье [4].

Характеристика скоростного разреза по профилю М4. В структурном плане изучаемого региона положение профиля представляет особый интерес, поскольку он пересекает северную часть Хребта 85° в районе 14° с. ш., где он характеризуется абсолютным гравиметрическим минимумом 80 мГал [48]. Глубина воды по профилю уменьшается с запада на восток от 3060 до 3000 м. На профиле М4 (рис. 2), протяженностью 180 км, было установлено десять АДСС с шагом 20 км. Длина линии отстрела составляла 250 км с интервалом подрыва 70 с, что в среднем составило 150 м между точками возбуждения. АДСС 3 не была

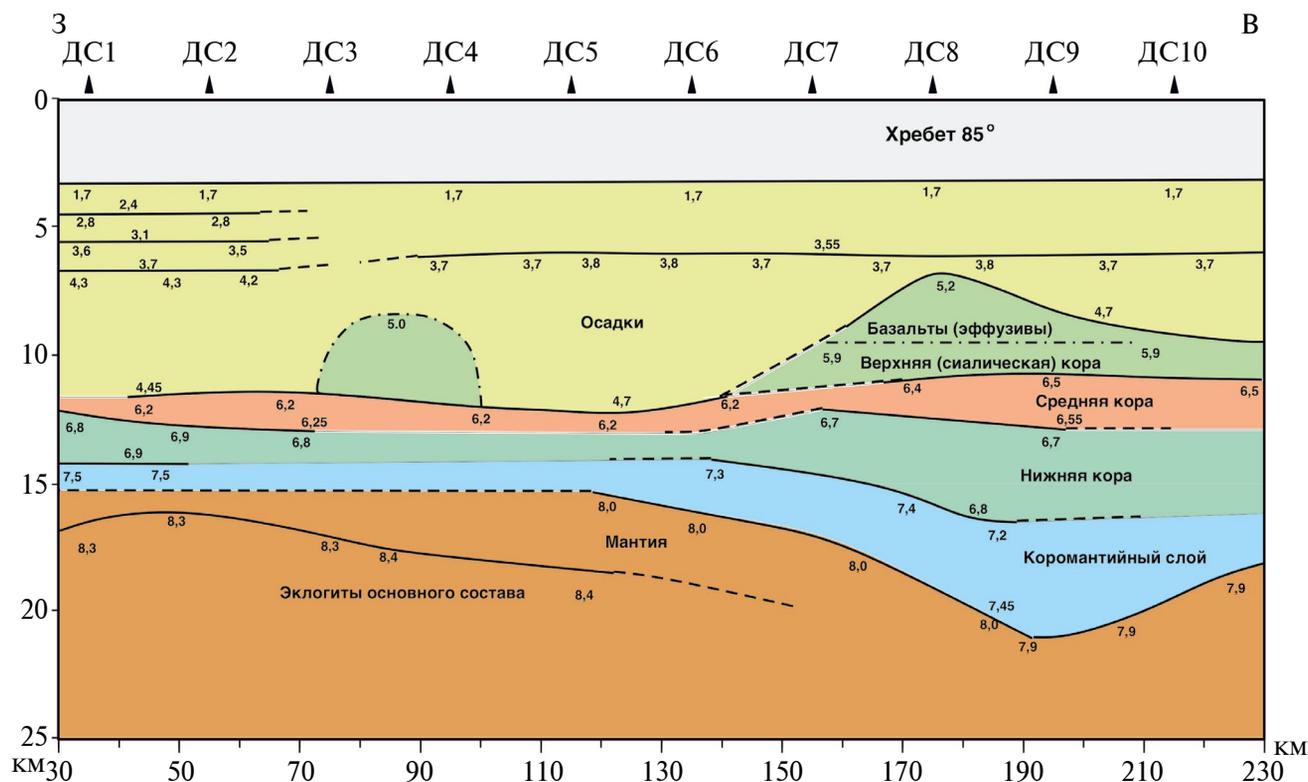


Рис. 2. Скоростная глубинная модель разреза земной коры по профилю М4. Пунктирной линией с точкой показан “бугор” второго (западного) горстового поднятия. Положение профиля см. рис. 1.

поднята на поверхность. Остальные 9 станций зарегистрировали преломленные и широкоугольные отраженные сейсмические волны с удалением до 100–180 км.

Скоростная модель разреза построена с учетом одномерных скоростных колонок по методу “сейсмического сноса”, описанного в [4]. Разрез характеризуется сложной и неоднородной волновой картиной, на которую существенное влияние оказывает сложно расчлененный рельеф хребта, погребенный под осадочной толщей (рис. 2). В восточной части профиля (АДСС 7–10) преломленные волны выявляются и прослеживаются в первых вступлениях на следующих расстояниях от АДСС: от осадков на расстояниях 7–12 км, от фундамента на расстояниях 12–22 км, от кровли нижней коры на расстояниях 18–50 км и кровли мантии от 50 до 110 км. Во вторых вступлениях хорошо выявляются отраженные волны от фундамента на расстояния 0–15 км, кровли нижней коры на расстояниях 10–25 км, от границы Мохо от 50–80 км и до 150–200 км. В западной части профиля волновая картина от первых вступлений от осадков, которые прослеживаются на расстояниях до 20–30 км от осадков, усложняется. Осадочный чехол имеет различную структуру в противоположных частях профиля. В западной части на ДС1 и ДС2 в толще осадков выделяются четыре слоя с большими вертикальными градиентами скорости: 1.7 км/с на кровле и 2.4 км/с на подошве; 2.8 км/с на кровле и 3.1 км/с на подошве; 3.5–3.6 км/с на кровле и 3.7 км/с на подошве и 4.2–4.3 км/с на кровле и 4.45 км/с на подошве. Вертикальный градиент скорости представляет тонкослоистую структуру осадков, которая не может быть выявлена методом ГСЗ.

По особенностям строения разреза его можно разделить на западную и восточную части. В восточной половине профиля осадочная толща между ДС4 и ДС10 представлена двумя градиентными слоями: 1.7 км/с на кровле и 3.55 км/с на подошве; 3.7–3.8 км/с на кровле и 5.7 км/с на подошве. В связи с отсутствием данных на ДС3, строение осадочной толщи между ДС2 и ДС4 не установлено. Однако не исключено, что в этом районе расположена сложно построенная разломная зона. Ниже осадочной толщи прослеживается кристаллическая кора, имеющая многослойное строение, типичное для континентальной коры. Вершина Хребта 85° характеризуется градиентом скоростей от 5.2 до 6.2–6.4 км/с. Предположительно, в ее строении присутствуют легкие сиалические породы верхней континентальной коры, а также эффузивные и карбонатные наслоения, кото-

рые могут давать отрицательную гравиметрическую аномалию. Граница со скоростью на кровле 6.2 км/с в западной части переходит в границу со скоростью 6.4–6.5 км/с в восточной части разреза. Эта граница была выделена в качестве кровли средней континентальной коры. Ниже залегает слой с граничной скоростью 6.7–6.8 км/с, который соответствует кровле нижней коры. Примечательно, что под Хребтом 85° средняя и нижняя кора отличаются повышенной мощностью. Граница 7.2–7.4 км/с отвечает кровле коромантийного слоя, образование которого ассоциируется с повышенным тепловым потоком и разуплотнением верхней мантии. Эта граница выделяется фрагментарно, что, очевидно, связано с особенностями тонкой структурой коры.

Граница Мохо на разрезе профиля М4 характеризуется исключительно сложным строением. Глубина ее залегания изменяется от 15 до 20 км. В западной части профиля в сторону материковой окраины Индии наблюдается тенденция к увеличению глубины границы М. Между ДС1 и ДС5 граница Мохо имеет повышенную граничную скорость 8.3–8.5 км/с. По-видимому, ее природа связана с эклогитами базальтового состава, породами более плотными и высокоскоростными, чем мантийные перидотиты. В районе ДС5 отмечается зона разлома с амплитудой вертикального смещения не менее 3 км. Она отделяет восточную часть разреза, где под Хребтом 85° в строении границы Мохо явно прослеживается “корень” и наблюдается понижение граничной скорости до 7.9–8.0 км/с.

Отмеченные особенности строения границы Мохо можно наблюдать на хорошо изученных профилях, пересекающих континентальные регионы [1]. В атласе приводятся разрезы региональных профилей, выполненных на территории бывшего СССР с 1972 по 1995 гг. с использованием мирных ядерных взрывов, на которых отчетливо прослеживается разрывной характер границы Мохо и изменение параметров скорости с глубиной и по латерали. Аналогичное строение границы Мохо показано также на региональных профилях, выполненных на территории южной части Украины [49]. Таким образом, с учетом выявленных на разрезе профиля М4 особенностей, можно заключить, что он характеризует строение в значительной степени измененной редуцированной континентальной коры с сокращенной мощностью всех трех слоев.

Характеристика скоростного разреза по профилю М5. В структурном плане профиль М5 расположен на материковом склоне, поэтому имеет

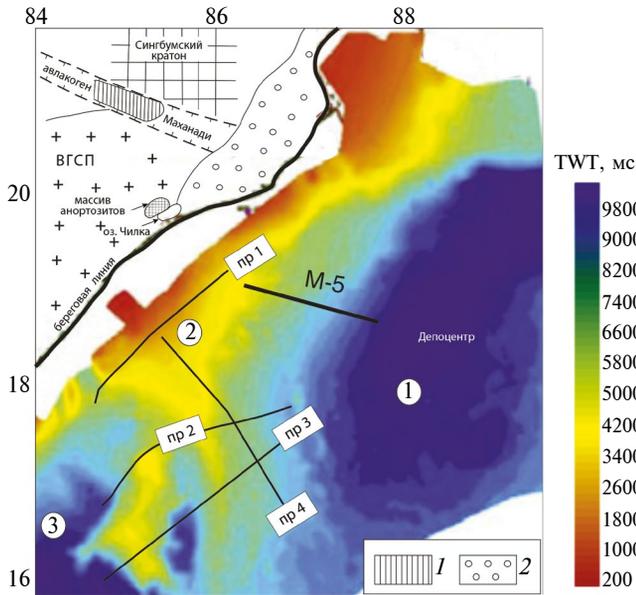


Рис. 3. Карта глубин фундамента Восточно-Индийского плато и прилегающих котловины Джессор и Восточно-Индийского грабена (по [11] с доп.). Цифрами в кружках обозначены: 1 – котловина Джессор; 2 – Восточно-Индийское плато; 3 – Восточно-Индийский грабен. Условные обозначения: 1 – ледниково-моренные комплексы нижней гондваны; 2 – позднемезозойский-раннекайнозойский осадочный чехол, по [8]. ВГСП – Восточно-Гатский складчатый пояс.

наклон в сторону депозитов котловины Джессор (рис. 3). На профиле M5 было установлено 12 станций на базе протяженностью 155 км (рис. 4). В западной части профиля 3 станции поставлены с шагом 10 км и остальные с шагом 15 км. Глубина воды по профилю уменьшается с востока на запад с 2400 м до 1800 м. Длина линии отстрела составила 255 км с интервалом стрельбы 70 с или со средним интервалом 150 м. ДС6 была потеряна. Остальные 11 донных станций зарегистрировали преломленные и широкоугольные отраженные сейсмические волны с удалением до 80–100 км.

В первых вступлениях прослеживаются преломленные волны от следующих горизонтов: от осадков на расстояниях 6–20 км на западе профиля и на 6–50 км на востоке; от кровли нижней коры и коромантийного слоя на расстояниях от 30 км до 60–80 км; верхней мантии от 60–70 км до 110 км. Преломленные волны от фундамента, за который принята кровля средней коры, распознаются только во вторых вступлениях на удаленностях 15–25 км. Преломленные волны от границы Мохо выделяются в первых вступлениях на расстояниях 110–200 км. Во вторых вступлениях уверенно выделяются отраженные волны от Мохо на удаленностях 15–80 км. На некоторых участках

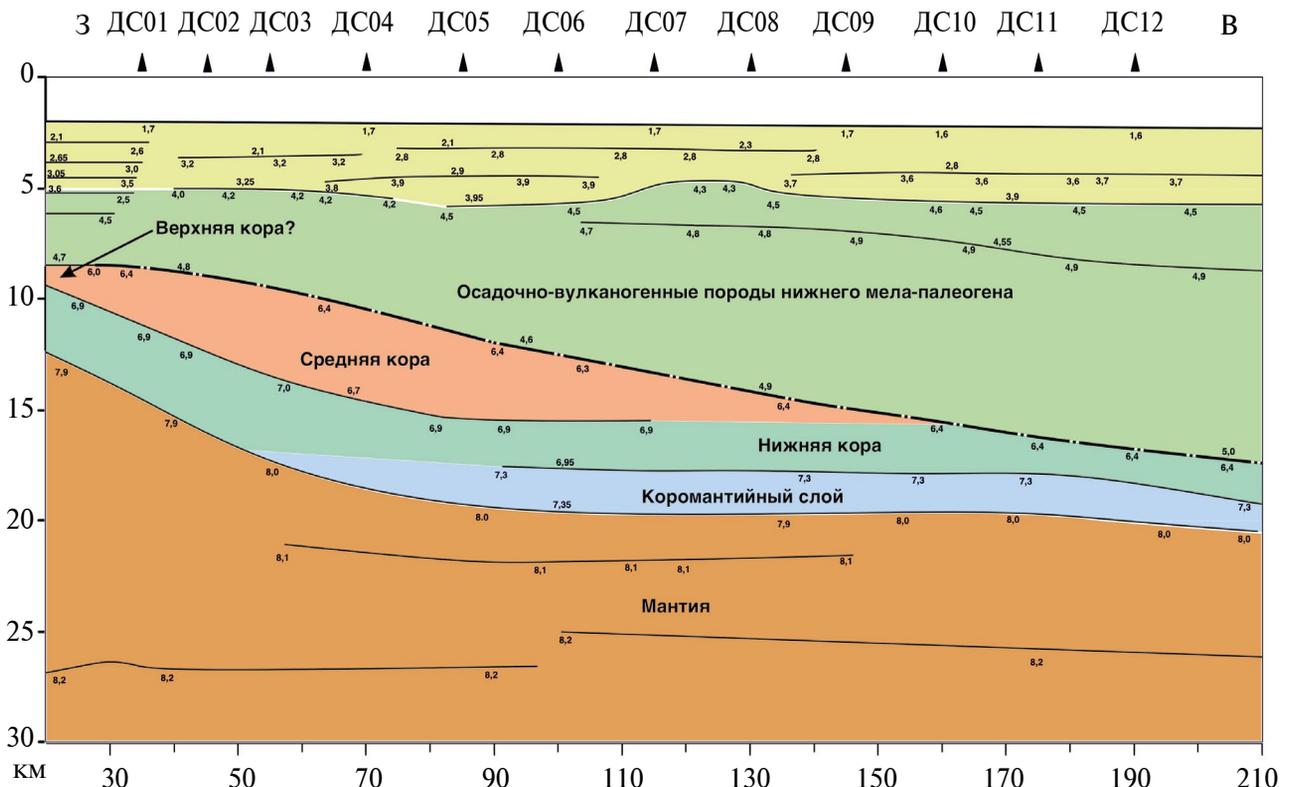


Рис. 4. Скоростная глубинная модель разреза земной коры по профилю M5. Пунктирной линией с точкой обозначена денудированная поверхность архейского фундамента. Положение профиля см. рис. 1, 4.

профиля распознаются отраженные волны от фундамента и кровли нижней коры.

На западном участке профиля М5 по левым ветвям годографов ДС1 и ДС2 построена многослойная структура осадочной толщи, которая существенно отличающаяся от остальной части разреза. Здесь выделено 6 слоев со следующими параметрами. Первый слой со скоростью на кровле 1.7 км/с и на подошве 2.65 км/с представляет из себя слой с высоким вертикальным градиентом скорости. Высокоградиентный слой моделирует набор слоев малой мощности с равномерным возрастанием скорости с глубиной. Природа второго слоя со скоростью на кровле 2.5 км/с и на подошве 2.65 км/с та же, что и первого слоя. Третий слой представлен постоянной скоростью 3 км/с на всей глубине. Четвертый слой градиентный, со скоростями на кровле 3.5 км/с и на подошве 3.65 км/с. Пятый слой представлен слоем с пониженной скоростью 2.5 км/с. Шестой слой имеет на кровле скорость 4.5 км/с и на подошве 4.7 км/с. Этот слабоградиентный слой может рассматриваться как слой со средней скоростью 4.6 км/с. По-видимому, эта часть разреза отражает структуру палеошельфовых отложений.

На остальной части разреза к востоку от ДС1 осадки представлены слоями со следующими параметрами. Верхний градиентный слой со скоростью 1.7 км/с и на подошве со скоростями 2.1, 2.3 и 2.8 км/с. Нижележащие слои осадков можно считать слоями с постоянными скоростями 3.2, 2.8 и 3.8 км/с. Ниже выделяется слой мощностью от 5 до 11 км с малым градиентом увеличения скорости, которая изменяется с запада на восток от 4.2 км/с до 4.9 км/с. Скорее всего, слой представлен базальтами. Ниже залегает консолидированная кора, кровля которой представляет собой абразионно-денудированную поверхность. В ее строении выделяются два скоростных слоя, типичных для континентальной коры. Средний слой коры характеризуется сейсмическими скоростями 6.4 км/с на кровле и 6.8 км/с на подошве. Его максимальная мощность составляет 5 км. Нижняя кора характеризуется постоянной скоростью 6.9 км/с. Ниже выделяется коромантийный слой со скоростью 7.3 км/с. Граница Мохо характеризуется тектоническим расчленением и широким диапазоном скоростей от 7.9 до 8.2 км/с, что свидетельствует о ее существенной неоднородности как по глубине, так и по латерали. Подобное сложное строение границы Мохо имеет континентальная кора в южной части Украины по разрезу профиля *dobre-4* [49].

СТРОЕНИЕ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОЙ МАТЕРИКОВОЙ ОКРАИНОЙ ИНДИИ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ БЕНГАЛЬСКОГО ЗАЛИВА

Образование переходных зон между континентом и океаном на начальной стадии их развития инициируется внедрением в кору плюмов разогретой верхней мантии. В состоянии сильного термического возбуждения происходит активный контактный обмен между восходящим мантийным материалом и субстратом земной коры. В результате сложных тектономагматических и геохимических процессов континентальная кора преобразуется в промежуточную, а затем океаническую (но не спрединговую). Такие преобразования не требуют значительных горизонтальных растяжений континентальной коры вплоть до ее разрыва, как это предусмотрено плитовой тектоникой.

В геологическом развитии переходные зоны пассивного типа проходят две основные стадии: континентальную и морскую. Континентальная стадия характеризуется рифтовым режимом, когда кора разломами разделяется на грабены и горсты. В грабенах происходит накопление синрифтовых отложений, которые преимущественно состоят из континентальных отложений большой мощности. Осадконакопление сопровождается излиянием лав основного состава и внедрением в кору магматических тел. Морская стадия, которую Белоусов назвал демиссионной, развивается в обстановке опускания. Она характеризуется накоплением пострифтовых шельфовых отложений. Прогибание шельфа развивается медленно и длительно – в течение большей части мезозоя и всего кайнозоя и осложняется в ряде случаев образованием подводных периконтинентальных плато [2].

Для переходной зоны восточной Индии рифтовая стадия, которая развивалась примерно по изложенному сценарию, проявилась в позднепалеозойское–раннемезозойское время [47]. Для морской стадии характерно перекрытие пострифтовых шельфовых отложений мощным слоем осадков Бенгальского конуса выноса. Морская стадия наиболее активно развивалась в новейшую стадию тектономагматической активизации (поздний миоцен–плиоцен), и как будет показано ниже, продолжается в настоящее время.

Анализ полученных данных ГСЗ с учетом компилятивных геолого-геофизических данных позволил выделить в строении переходной зоны восточной окраины Индии три сектора. Есте-

ственными границами между ними служат разломные зоны авлакогенов Маханади и Годавари-Кришна (рис. 5).

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СЕКТОР ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ

В центральном секторе между авлакогенами Маханади и Годавари-Кришна расположена наиболее выразительная часть Восточно-Гатского складчатого пояса, которая характеризуется максимальной шириной, достигающей 100 км. Восточно-Гатские структуры участвуют в строении цоколя шельфовой зоны, материкового склона и его подножья. Об этом свидетельствует выходы в районе озера Чилка массива анортозитов, относящихся к поясу Восточных Гат [21] (рис. 3). Другой особенностью центрального сектора является периконтинентальное Восточно-Индийское

плато, расположенное у подножья материкового склона. Кровля его фундамента представляет собой сложно расчлененный эрозионно-тектонический палеорельеф, перекрытый мощной толщей осадочного чехла Бенгальского конуса выноса (рис. 6).

Восточные Гаты сложены высокоплотными и сильно намагниченными породами раннего и позднего протерозоя, измененными большей частью в условиях гранулитовой фации метаморфизма, произошедшей во время т. н. панафриканской фазы диастрофизма во второй половине позднего протерозоя [3]. Плотность пород, образующихся в условиях гранулитовой фации метаморфизма при давлении 6–10 кбар и температуре 700–1000 градусов достигает 2700–2900 кг/м³. В строении Восточных Гат отдельные зоны образованы чарнокит-мигматитовыми комплексами

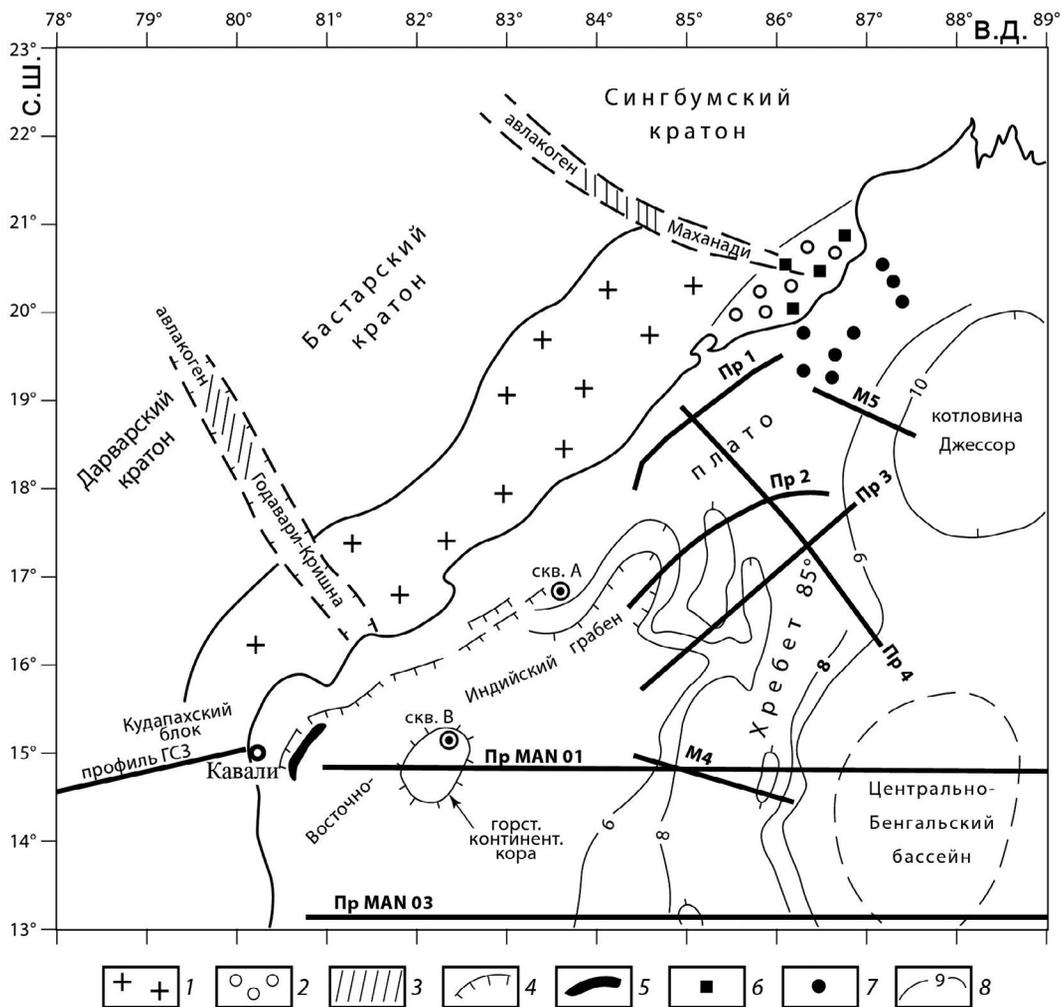


Рис. 5. Структурно-тектоническая схема района исследований. 1 – Восточно-Гатский складчатый пояс; 2 – поздне-мезозойский-раннекайнозойский осадочный чехол, по [8]; 3 – комплексы нижней гондваны по [8]; 4 – сбросовые нарушения новейшей фазы тектоно-магматической активизации по [33]; 5 – выходы на поверхность верхнемантийных ультраосновных пород; скважины промышленного бурения 6 – на внутреннем и 7 – на внешнем шельфе по [24]; 8 – изогипсы (км). Профиль ГСЗ – по [7].

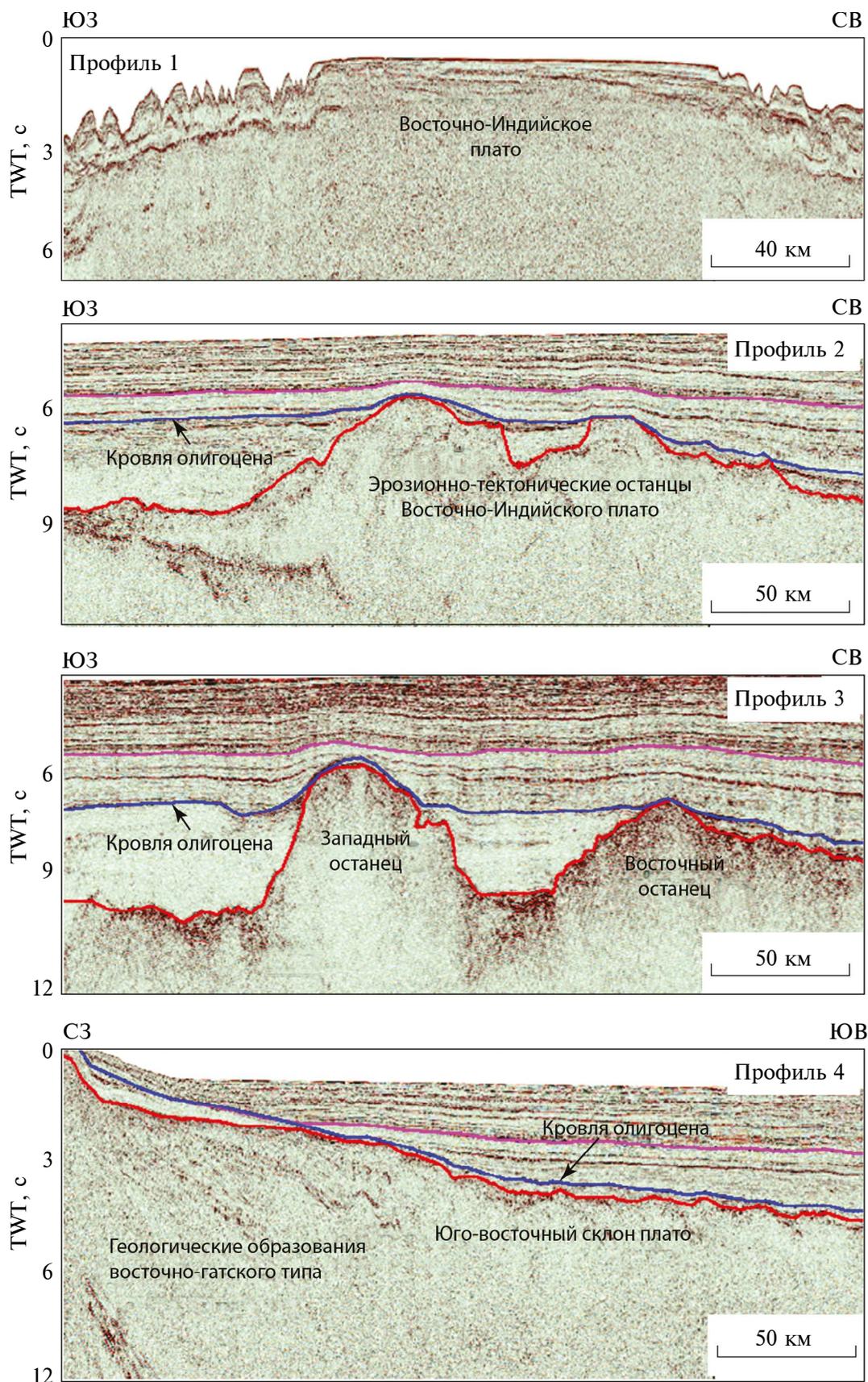


Рис. 6. Фрагменты разрезов профилей ОГТ, характеризующие строение Восточно-Индийского плато, (по [43] с доп.). Положение профилей см. рис. 3, 5.

[45], т. е. более кислыми гранитоидами с низкой плотностью и сейсмическими скоростями 6.1–6.2 км/с.

Геологическими исследованиями было установлено, что пояс Восточных Гат со стороны Бенгальского залива надвинут на более древние архейские гранитогнейсовые породы с более низким магнитным полем и низкой плотностью, которыми сложены Дарварский (Dharwar), Бастарский (Bastar) и Сингбумский (Singhbhum) кратоны Индийского щита (рис. 5). Считается, что последние надвиги произошли в кембрии [21]. Амплитуда горизонтального надвига достигает 20 км. Такие структуры по определению являются аллохтонными образованиями.

Результаты моделирования данных спутниковой гравиметрической съемки показали, что в Восточно-Гатском поясе вскрываются комплексы пород, которые характеризуется плотностью 2840–2900 кг/м³ [38]. Проведенные позже такого же рода гравиметрические исследования в западной части Бенгальского залива в полосе шириною 200 км от берега позволили выявить кристаллическую кору переходного типа с повышенной плотностью 2840–2900 кг/м³ [39]. Эти результаты свидетельствуют о том, что в строении коры в западной части Бенгальского залива присутствуют высокоскоростные гранулитовые комплексы восточно-гатского типа.

Эти выводы хорошо согласуются с разрезом коры по профилю ГСЗ М-5 (рис. 4). На разрезе нижний слой континентальной коры ассоциируется с мафическими породами анортозит-кондолитовой формации, а средний и верхний слой с чарнокит-мигматитовой формацией Восточно-Гатского пояса. Об этом свидетельствуют результаты бурения на внешнем шельфе осадочного бассейна Маханادي, которые показали, что фундамент сложен гранулитами и гнейсами докембрийского возраста [24]. На разрезе М5 видно, что меловые отложения, соответствующие скоростному слою, залегающему в диапазоне глубин 5–10 км, с несогласием лежат на архейских породах. Этот факт приводит к предположению, что кровля архейской коры представляет собой отпрепарированную поверхность (пенеплен), длительное время развивавшуюся в условиях суши. Бурением в меловых отложениях были вскрыты две толщи базальтов мощностью 650 и 150 м. Их излияние происходило в нижне- и верхнемеловое время с большим перерывом, приходящимся на альб-сантонское время. Судя по фаунистическому комплексу межтрапповых отложений, территория, на которой изливались базальты, представля-

ла собой возвышенную палеосушу. Ее опускание произошло лишь в позднем палеоцене [14].

По данным бурения, отложения мела с несогласием перекрыты преимущественно морскими осадками, которые разделены на три толщи: палеоцен–эоценового, миоценового и плиоцен–четвертичного возраста общей мощностью 5–6 км. Палеоцен состоит в основном из глинистых известняков, сланцев, алевролитов и песчаников от зеленовато-серого до серого цвета. Условия их осадконакопления изменяются от дельтовых до мелководно-морских. Максимальная мощность палеоцена достигает 600 м. В бассейне Маханادي как во внутренней (прибрежной), так и внешней (морской) областях осадконакопление в олигоценное время практически не происходило. Над эоценовой карбонатной толщей несогласно залегают 2000 м толща обломочных миоценовых пород. Хотя опускание началось в самом раннем миоцене, скорость опускания стала очень высокой в начале среднего миоценового периода и в плиоцене [24]. Следует заметить, что миоцен был периодом крупных опусканий не только в районе центрального сектора, но и в прилегающих областях как к северо-востоку, так и к юго-западу от него.

ЮЖНЫЙ СЕКТОР ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ

В структурном плане отличительной особенностью южного сектора переходной зоны является Куддапахский блок, расположенный южнее авлакогена Годавари-Кришна. Глубинными сейсмическими исследованиями, выполненными в 70-е годы в рамках Советско-Индийского сотрудничества [7, 28], было установлено, что граница М в центральной части Индийского щита расположена на глубине 35 км, в то время как в районе Куддапахского блока она расположена на глубине 45 км (рис. 7). Это явление можно отнести к аномальным, поскольку в переходных зонах пассивного типа наблюдается противоположная тенденция, т. е. подъем границы М от суши в сторону океана.

Особый интерес представляют выявленные в восточной части Куддапахского блока протяженные, наклонные в сторону Бенгальского залива отражающие границы (рис. 7). С этими тектоническими нарушениями связаны надвиги Восточно-Гатского пояса, в результате которых были срезаны и смяты в складки нижнерифейские отложения, выполняющие Куддапахскую синеклизу [5]. По мнению Субботина с соавторами [7], особенности глубинного строения Куддапах-

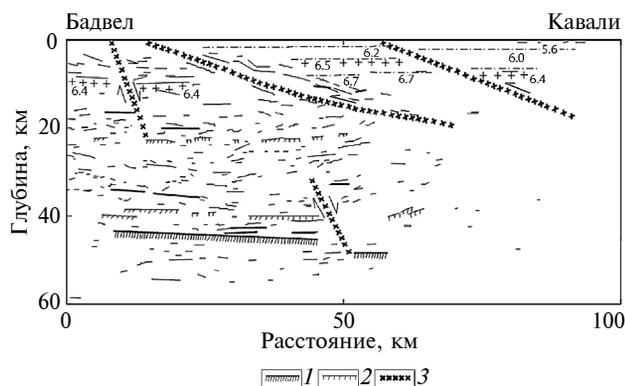


Рис. 7. Глубинный сейсмический разрез по профилю Бадвел-Кавали, характеризующий строение Куддапахского блока на границе с Бенгальским заливом, по [7, 28]. На разрезе видно, что граница Мохо с разрывами в виде ступеней погружается в сторону Бенгальского залива. 1 – граница Мохо; 2 – сильные отражающие границы в низах коры; 3 – пологонаклоненные отражающие границы. Положение профиля см. рис. 5.

ского блока указывают на то, что развитие восточной материковой окраины контролировалось мощными концентрированными тектономагматическими процессами, источник возбуждения которых лежал за пределами Индии в Бенгальском заливе.

Как отмечалось выше, в зоне перехода от материковой окраины Индии к Бенгальскому заливу граница М залегает на глубине около 45 км. Эта зона хорошо коррелируется с узкими и протяженными отрицательными гравиметрическими аномалиями амплитудой -120 мГ, которые простираются вдоль южной части восточной материковой окраины Индии и далее вдоль о. Шри-Ланка (рис. 8). Не исключено, что природа этих аномалий связана с глубоким погружением границы Мохо.

Материковый склон Индии в южном секторе сопряжен с Восточно-Индийским грабеном, который выполнен осадками, мощность которых в отдельных местах достигает 8 км. Результаты бурения промышленных скважин “А” и “В” дают геологическую информацию о строении этой толщи и фундамента (см. рисунки 1, 5, 8).

Скважина “А” ($16^{\circ}47'$ с. ш., $83^{\circ}37'$ в. д.) пробурена на удалении 50 км от берега на глубине 2678 м. Она вскрыла 4373 м осадков и на 43 м вошла в породы архейского фундамента [34]. Оказалось, что в скважине “А” отложения нижнего мела, так же как и в осадочном бассейне Маханади, лежат на архейском фундаменте. Общая мощность меловых отложений составляет 2221 м. Отложения третичного периода составляют 2152 м. Это свидетельствует о том, что северо-восточный

и юго-западный фланг Восточно-Индийского плато развивались в близких тектонических условиях.

Скважина “В” ($15^{\circ}07'$ с. ш., $82^{\circ}08'$ в. д.) расположена на удалении около 150 км от берега на глубине 2841 м. Она вскрыла 3653 м осадков и на 82 м вошла в фундамент, представленный архейскими биотитовыми гнейсами. Оказалось, что в скважине “В” мощность меловых континентальных осадков составляет всего 4 м. Поэтому практически вся толща отложений формировалась в третичный период, причем на миоцен-плейстоценовые отложения приходится 3159 м. Согласно этим результатам, можно сделать вывод, что область, расположенная в районе авлакогена Годавари-Кришна, испытала опускание значительно позднее, начиная с третичного периода. При этом наиболее активно опускание развивалось в новейшую фазу тектонической активизации. О проявлении новейшей фазы тектонической активности в этом регионе в настоящее время свидетельствует современная сейсмичность [27]. Кроме сейсмических признаков в южном секторе между 15° и 17° с. ш. вдоль материкового склона была выделена система новейших протяженных сбросовых уступов, по которым смещен фундамент и вся осадочная толща, включая отложения плейстоцена [34].

С востока Восточно-Индийский грабен ограничен Хребтом 85° (см. рис. 3). На разрезе М4

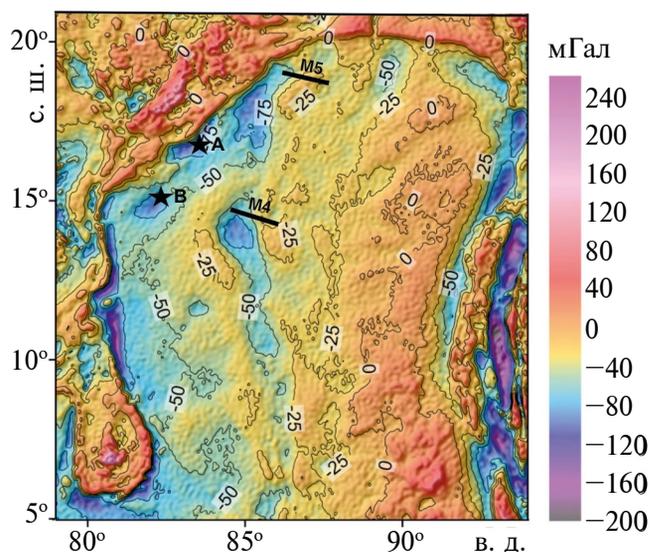


Рис. 8. Карта гравиметрического поля Бенгальского залива в редукции Фая (по [46] с доп.). В западной части залива выделяются два типа отрицательных аномалий: протяженные узкие и изометрично овальные. Пояснения в тексте. Звездочками отмечены скважина А и скважина В [33], которые вскрыли верхний гранитогнейсовый слой континентальной коры. М4 и М5 – профили ГСЗ.

(см. рис. 2) мантия под Хребтом 85° расположена на глубине около 18–20 км. В западной части разреза в верхней мантии выделяется высокоскоростной слой, который ассоциируется с эклогитами базальтового состава. Мощность континентальной коры под хребтом с учетом коромантийного слоя достигает 12–14 км. На вершине хребта выделяется надстройка в виде слоя со скоростями 5.2–5.4 км/с, которая отсутствует на остальной части разреза. По значению скоростей, кроме верхней сиалической коры, это могут быть эффузивные породы или слой карбонатных отложений. В любом случае это будут менее плотные и относительно легкие образования, которые могут давать отрицательную аномалию.

На карте глубин кристаллического фундамента Бенгальского залива (рис. 9) отчетливо видно, что Хребет 85° представляет собой отрог Восточно-Индийского хребта (ВИХ) и структурно он связан с Восточно-Индийским плато. Учитывая, что ВИХ сложен корой субконтинентального типа [4], а также согласно материалам наших исследований, изложенным выше, вполне очевидно, что Хребет 85° является структурой с корой континентального типа. В послеолигоценное время, когда произошли региональные тектонические опускания, он был полностью перекрыт осадочным чехлом Бенгальского конуса выноса [33].

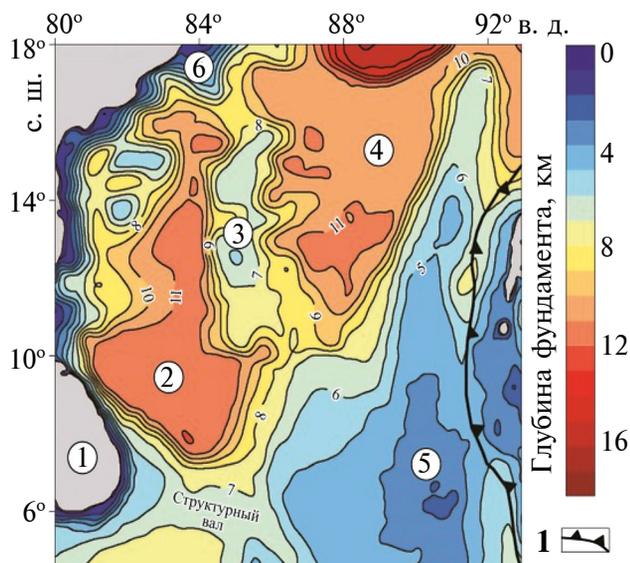


Рис. 9. Карта глубин фундамента Бенгальского залива (по [44] с доп.). 1 – зона субдукции. Цифры в кружках: 1 – о. Шри-Ланка; 2 – Восточно-Индийский грабен; 3 – Хребет 85°; 4 – Центрально-Бенгальский бассейн; 5 – Восточно-Индийский хребет; 6 – периконтинентальное Восточно-Индийское плато

СЕВЕРНЫЙ СЕКТОР ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ

Структурной особенностью северного сектора является юго-восточная часть авлакогена Маханади, сопряженная с котловиной Джессор. (см. рис. 3). Если котловина структурно связана с авлакогеном, заложение которого происходило в протерозое [5], то в этом случае по аналогии с северо-восточной частью Индостанского полуострова в строении фундамента котловины могут оказаться измененные метаосадки позднего протерозоя, характерные для Аравалийского или Саптурского складчатых поясов северо-восточной Индии. То есть в любом случае это будут образования древнего материка.

Но как отмечалось выше, в осадочном бассейне Маханади нижнемеловые осадочно-вулканогенные породы с огромным перерывом ложатся на архейский фундамент, а отложения протерозоя и палеозоя отсутствуют [13]. В то же время отложения нижнегандванского комплекса (поздний карбон–ранний триас), так называемая тиллитовая серия Талчир, сложенная ледниковыми отложениями верхнего карбона, встречаются только во внутриконтинентальной части авлакогена Маханади.

Таким образом, учитывая выше сказанное, можно сделать некоторые выводы относительно развития западной части Бенгальского залива, на месте которой в протерозое и палеозое существовала возвышенная суша, которая являлась частью Индийской палеоплатформы. В этом случае становится ясно откуда происходил снос ледниковых отложений, слагающих нижнегандванский комплекс, а также надвиг гигантского аллохтонного массива, который образует Восточно-Гатский складчатый пояс.

ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ

(геохимические исследования базальтов)

Происхождение океанических базальтов с необычным для океанических пород изотопным составом (высокими значениями отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и низкими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) связывают с составом плюмовой мантии или древним коровым или осадочным источниками [15, 25, 36]. Однако, находки древних (в основном коровых) цирконов в магматических породах океанических поднятий [12, 29–31, 50] свидетельствует о том, что источником контаминации является непосредственно фрагменты континентальной коры, а не плюмовая мантия.

Изотопная аномалия Дюпаль, названная Хартом в 1984 г. по имени ее открывателей Дюпре и Алегре [22], заключается в том, что океанические базальты показывают неоднородный состав с резко выраженной аномалией в Северной Атлантике и в Индийском океане [25]. Эта аномалия выражается в радиогенных отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, которые свидетельствуют об их древнем источнике, который характеризовался высокими Rb/Sr и Th/U и Th/Pb отношениями [15, 25, 36], что характерно для континентальной коры или субконтинентальной мантии. Однако, в сочетании с высокими La/Nb, La/Ta и La/Th отношениями эти, чаще всего базальтовые, но также и более дифференцированные (кислые или высококремнистые), породы ярко свидетельствуют о древнем коровом источнике или неглубокой коровой контаминанте [15, 17].

В связи с этим, находки древних цирконов возрастом более 2.9 млрд лет в магматических породах океанических поднятий [12, 29–31, 50] заслуживают особого внимания. Они свидетельствуют о том, что цирконы сохранялись более 2.9 млрд лет в древней континентальной литосфере, так как, согласно экспериментальным исследованиям, циркон был бы быстро растворен в условиях астеносферной мантии [16, 18]. Эти факты убедительно показывают, что источником контаминации расплавов являются непосредственно древняя кора или литосферная мантия, а не плюмовая астеносферная мантия. Итак, аномалия Дюпаль в Индийском океане является отражением контаминации древним континентальным веществом.

В контексте данной статьи хотелось бы обратить внимание на то, что ряд авторов считают, что траппы Раджмахал и южная часть Кергелена до раскола Гондваны находились рядом, т. е. южный Кергелен был когда-то частью Индии. Поэтому траппы Раджмахал по геохимическому составу должны быть близки к базальтам плато Кергелен (Kerguelen) [10]. Однако ответить на вопрос — питались ли они магмой из одного мантийного источника, невозможно, так как оба типа базальтов являются сильно контаминированными веществом континентальной коры. Поэтому прямое сравнение их изотопного состава не имеет смысла, так как контаминация, которую они испытали, и по геохимическому составу и возрасту может быть очень разнообразной. В случае сильной коровой контаминации, изотопный состав базальтов отражает состав коры, а не плюмовой мантии [17]. Наглядным примером такой силь-

ной контаминации мантийных пород является контаминация континентальным коровым веществом, исследованное с помощью термодинамического моделирования [26]. Моделирование демонстрирует сильный контроль состава базальтов мантийного происхождения составом и степенью контаминации континентальным коровым веществом. Поэтому происхождение океанических базальтов с необычным изотопным составом связано с контаминацией корой при прохождении или резиденции магм во фрагментах континентальной литосферы.

В другом варианте плейтктонического моделирования по геохимическим признакам рассматривается связь траппов Раджмахал через трансформный Хребет 85° с горячей точкой Крозе [20]. Однако геохимические характеристики базальтов Хребта 85° , плато Афанасия Никитина и плато Крозе не свидетельствуют об их генетическом родстве [4]. То же самое можно сказать и про траппы Раджмахал и об отсутствии неоспоримых геохимических характеристик, которые бы показывали подобный плюмовый источник с базальтами плато Крозе.

Наконец, третья группа авторов [37] считает, что Индийская плита проделала большой путь, поэтому геохимия базальтов могла сильно измениться и поэтому является неинформативной. Действительно, прямое сравнение изотопного состава океанических базальтов с континентальными траппами для выяснения состава их мантийного источника не имеет смысла, так как породы континентальных траппов сильно контаминированы. Океанические базальты Индийского океана также несут характеристики сильной контаминации древним континентальным коровым веществом.

ВЫВОДЫ

С учетом выше сказанного можно сделать следующие выводы:

1. По структурно-тектоническим особенностям переходную зону восточной Индии и прилегающую часть Бенгальского залива можно разделить на три сектора: центральный, южный и северный. Характерной особенностью центрального сектора является периконтинентальное Восточно-Индийское плато, в строении которого присутствуют породы восточно-гатского типа.

2. Восточно-Индийское плато и северная часть Хребта 85° являются реликтовыми фрагментами палеоиндийской платформы.

3. В протерозое и палеозое на месте западной части Бенгальского залива существовала Индийская палеоплатформа. С этой гористой суши происходил снос нижнегодванской серии ледниковых отложений. В данном регионе не позднее раннего мела произошла региональная структурная перестройка, которая сопровождалась активным проявлением дифференцированных тектонических движений и излиянием базальтов. В результате произошло разрушение Индийской палеоплатформы с заложением основных морфоструктурных элементов дна Бенгальского залива. Окончательное формирование структурного плана дна залива и его погружение до современных глубин произошло в новейшую фазу тектонической активизации в миоцене–плейстоцене.

4. Установлена природа отрицательных гравиметрических аномалий в западной части Бенгальского залива. Узкие, линейно вытянутые аномалии, которые простираются вдоль подножья южной части восточного материкового склона Индии, дают глубокое залегание границы М. Аномалии изометричной формы связаны с локализованными областями горстовых поднятий, в строении которых присутствуют легкие силические и эффузивные породы.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (тема FMWU-2022-0010) и госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (тема № FMWE-2024-0026).

Благодарности. Авторы глубоко признательны И.Н. Пономаревой (ПГО “Южморгеология”, г. Геленджик), А.П. Чередниченко (Одесский государственный университет им. И.И. Мечникова, Украина) за предоставленную возможность ознакомления с первичным геолого-геофизическим материалом. Авторы выражают благодарность Н.И. Павленковой (Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН), доктору геолого-минералогических наук Е.А. Долгинову и доктору геолого-минералогических наук С.Н. Кашубину за ценные советы при обсуждении затронутых в статье вопросов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас “Опорные геолого-геофизические профили России”. Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год”. Электронное издание. СПб: ВСЕГЕИ, 2013. 94 с.
2. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 152 с.
3. Долгинов Е.А. К проблеме происхождения океана // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. Геол. 1979. Т. 54. Вып. 1. С. 22–46.
4. Илларионов В.К., Ганжа О.Ю., Ильинский Д.А. и др. Природа земной коры южной части Бенгальского залива и прилегающей части Центральной котловины (Индийский океан) // Геофизические процессы и биосфера. 2022. Т. 21. № 3. С. 75–97.
5. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
6. Непрочнов Ю.П., Ганжа О.Ю., Ильин И.А. Методика обработки и интерпретации записей донных сейсмографов при глубинном сейсмическом зондировании в океане // Океанология. 2005. Т. 45. № 3. С. 458–467.
7. Субботин С.И., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. и др. Глубинные сейсмические исследования Индийского щита // Геофизический журнал. 1979. Т. 1. № 1. С. 3–18.
8. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия // М.: Недра, 1979. 356 с.
9. Anand S.P., Rajaram M., Majumdar T.J., Bhattacharyya R. Structure and tectonics of 85° E Ridge from analysis of Geopotential data // Tectonophysics. 2009. V. 478(1-2). P. 100–110.
10. Baksi A.K. Geochemistry and geochronology of the Rajmahal Flood Basalt Province, northeastern India: Genetic links to Kerguelen hotspot activity // Journal Earth System Science. 2022. V. 131(3). 157.
11. Bastia R., Radhakrishna M., Srinivas T. et al. Structural and tectonic interpretation of geophysical data along the eastern continental margin of India with special reference to the deepwater petroliferous basins // Journal of Asian Earth Sciences. 2010. V. 39. P. 608–619.
12. Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2001. V. 13. P. 407–412.
13. Bharali B.R., Srivastava S.K., Ravichandran V. Seismostratigraphic analysis of Cretaceous-Tertiary sequence of the Mahanadi offshore Basin // Recent geoscientific studies in the Bay of Bengal and the Andaman Sea. Geological Survey of India, Special Publications. 1992. V. 29. P. 247–254.
14. Biswas S.K. Mesozoic Volcanism in the East Coast Basins of India // Indian Journal of Geology. 1996. V. 68(40). P. 237–254.
15. Borisova A.Y., Belyatsky B.V., Portnyagin M.V., Sushchevskaya N.M. Petrogenesis of Olivine-phyric Basalts from the Athanasy Nikitin Rise: Evidence for Contamination by Cratonic Lower Continental Crust // Jour. Petrology. 2001. V. 42(2). P. 277–319.
16. Borisova A.Y., Bindeman I.N., Toplis M.J. et al. Zircon survival in shallow asthenosphere and deep lithosphere // Am. Mineralogist. 2020. V. 105(11). P. 1662–1671.

17. *Borisova A.Y., Bohrson W.A., Grégoire M.* Origin of primitive ocean island basalts by crustal gabbro assimilation and multiple recharge of plume-derived melts // *Geochemistry. Geosciences. Geosystems.* 2017. V. 18(7). P. 2701–2716.
18. *Cambeses A., Chakrabort S., Jön N. et al.* How does inherited zircon survive in partially molten mantle: Insights on modes of magma transport in the mantle from nanoscale melt-crystal interaction experiments // *Earth and Planetary Science Letters.* 2023. V. 601. 117911.
19. *Choudhuri M., Nemčok M., Stuart C. et al.* 85°E Ridge, India – Constraints on its Development and Architecture // *J. Geol. Soc. India.* 2015. V. 84(5). P. 513–530.
20. *Curray J.R., Munasinghe T.* Origin of the Rajmahal Traps and the 85°E Ridge: Preliminary Reconstructions of the Trace of the Crozet Hotspot // *Geology.* 1991. V. 19. P. 1237–1240.
21. *Dobmeier C., Simmat R.* Post-Grenvillian transpression in the Chilka Lake area, Eastern Ghats Belt – implications for the geological evolution of peninsular India // *Precambrian Res.* 2002. V. 113. P. 243–268.
22. *Dupré B., Allègre C.* Pb–Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena // *Nature.* 1983. V. 303. P. 142–146.
23. *France-Lanord C., Spiess V., Klaus A. et al.* Proc. of the Intern. Ocean Discovery Program. Bengal Fan. 2016. V. 354. P. 35.
24. *Fuloria R.C., Pandey R.N., Bharali B.R., Mishra J.K.* Stratigraphy, structure and tectonics of Mahanadi offshore basin // *Recent geoscientific studies in the Bay of Bengal and the Andaman Sea. Geological Survey of India, Special Publications.* 1992. V. 29. P. 255–265.
25. *Hart S.* A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // *Nature.* 1984. V. 309. P. 753–757.
26. *Heinonen J.S., Spera F.J., Bohrson W.A.* Thermodynamic limits for assimilation of silicate crust in primitive magmas // *Geology.* 2022. V. 50(1). P. 81–85.
27. *Ismaiel M., Krishna K.* The 24 August 2021 Mw 5.1 Earthquake, 320 km northeast of Chennai, India: Brittle Rupture of a Fault Line // *Current Science.* 2021. V. 121(8). P. 1005–1006
28. *Kaila K.L., Roy Chowdhury K., Reddy P.R. et al.* Crustal structure along Kavali-Udipi profile in the Indian peninsular shield from deep seismic sounding // *J. Geol. Soc. India.* 1979. V. 20(7). P. 307–333.
29. *Kostitsyn Yu.A., Belousova E.A., Bortnikov N.S., Sharikov E.V.* Zircons in Gabbroid from the Axial Zone of the Mid Atlantic Ridge: U–Pb Age and 176Hf/177Hf Ratio (Results of Investigations by the Laser Ablation Method) // *Doklady Earth Sciences.* 2009. V. 429. P. 1305–1309.
30. *Kostitsyn Yu.A., Belousova E.A., Silant'ev S.A. et al.* Modern Problems of Geochemical and U–Pb Geochronological Studies of Zircon in Oceanic Rocks // *Geochemistry International.* 2015. V. 53. P. 759–785.
31. *Kostitsyn Yu.A., Silant'ev S.A., Belousova E.A. et al.* Time of the Formation of the Ashadze Hydrothermal Field in the Mid Atlantic Ridge (12°58' N): Evidence from Zircon Study // *Doklady Earth Sciences.* 2012. V. 447. P. 1301–1305.
32. *Krishna K.S., Ismaiel M., Srinivas K.* Oceanic rocks beneath the landmass and continental rocks below the ocean – geological complexities in Indian waters // *Current Science.* 2020. V. 119(6). P. 896–898.
33. *Krishna K.S., Ismaiel M., Srinivas K. et al.* Sediment pathways and emergence of Himalayan source material in the Bay of Bengal // *Current Science.* 2016. V. 110(3). P. 363–371.
34. *Krishna K.S., Ismaiel M., Srinivas K., Saha D.* Post-breakup deformations in the Bay of Bengal: Response of crustal strata to the sediment load // *Journal Earth Syst. Sci.* 2020. V. 129. 159.
35. *Liu C.-S., Sandwell D.T., Curray J.R.* The negative gravity field over the 85°E ridge // *J. Geophys. Res.* 1982. V. 87. № B9. P. 7673–7686.
36. *Mahoney J.J., White W.M., Upton B.G.J. et al.* Beyond EM-1: Lavas from Afanasy-Nikitin Rise and the Crozet Archipelago, Indian Ocean // *Geology.* 1996. V. 24(7). P. 615–618.
37. *Mall D.M., Rao V.K., Reddy P.R.* Deep sub-crustal features in the Bengal basin: Seismic signatures for plume activity // *Geophysical Research Letters.* 1999. V. 26(16). P. 2545–2548.
38. *Mishra D.C., Chandra Sekhar D.V., Venkata Raju D. Ch., Vijaya Kumar V.* Crustal structure based on gravity-magnetic modelling constrained from seismic studies under Lambert Rift, Antarctica and Godavari and Mahanadi rifts, India and their interrelationship // *Earth and Planetary Science Letters.* 1999. V. 172. P. 287–300.
39. *Mishra D.C., Arora K., Tiwari V.M.* Gravity anomalies and associated tectonic features over the Indian Peninsular Shield and adjoining ocean basins // *Tectonophysics.* 2004. V. 379. P. 61–76.
40. *Murthy K.S.* Exploring the Passive Margins—a case study from the Eastern Continental Margin of India // *J. Ind. Geophys. Union.* 2015. V. 19(1). P. 11–26.
41. *Nemčok M., Sinha S.T., Stuart C.J. et al.* East Indian margin evolution and crustal architecture: integration of deep reflection seismic interpretation and gravity modelling // *Geological Society, London, Special Publications.* 2013. V. 369. P. 477–496.
42. *Radhakrishna M., Subrahmanyam C., Damodharan T.* Thin oceanic crust below Bay of Bengal inferred from 3D-gravity interpretation // *Tectonophysics.* 2010. V. 493. P. 93–105.
43. *Rao G.S., Radhakrishna M.* Crustal structure and nature of emplacement of the 85° E Ridge in the Mahanadi offshore based on constrained potential field modeling: Implications for intraplate plume emplaced volcanism // *Jour. Asian Earth Sciences.* 2014. V. 85. P. 80–96.

44. Rao G.S., Radhakrishna M., Sreejith K.M. et al. Lithosphere structure and upper mantle characteristics below the Bay of Bengal // *Geophys. J. Inter.* 2016. V. 206. P. 675–695.
45. Rickers K., Mezger K., Raith M.M. Evolution of the continental crust in the Proterozoic Eastern Ghats Belt, India and new constraints for Rodinia reconstruction: implications from Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopes // *Precambrian Res.* 2001. V. 112. P. 183–212.
46. Shang L., Gang Hu, Jun Pan et al. Hotspot volcanism along a leaky fracture zone contributes the formation of the 85° E Ridge at 11° N latitude, Bay of Bengal // *Tectonophysics.* 2022. V. 837. P. 1–14.
47. Sastri V.V., Venkatachala B.S., Narayanan V. The Evolution of the East coast of India // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 1981. V. 36. P. 23–54.
48. Sreejith K.M., Radhakrishna M., Krishna K.S., Majumdar T.J. Development of the negative gravity anomaly of the 85° E Ridge, northeastern Indian Ocean – A process oriented modelling approach // *J. Earth Syst. Sci.* 2011. V. 120(4). P. 605–615.
49. Starostenko V., Janik T., Lysynchuk D. et al. Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 195. P. 740–766.
50. Sushchevskaya N.M., Levchenko O.V., Belyatsky B.V. To the question of magmatism and origin of the Afanasy Nikitin Rise due to discovery of ancient zircon by three lion years age // *Oceanology.* 2022. V. 62(1). P. 114–126.

NEW IDEAS ABOUT THE STRUCTURE AND NATURE OF THE CRUST OF THE WESTERN PART OF THE BAY OF BENGAL, OBTAINED TAKING INTO ACCOUNT DEEP SEISMIC DATA

V. K. Illarionov^{a,b,*}, O. Yu. Ganzha^b, D. A. Ilyinsky^b, K. A. Roginskiy^b, A. Yu. Borisova^c

^a *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^c *Institute of Geological and Environmental Sciences, Toulouse, France*

* e-mail: vkillar@mail.ru

A comprehensive analysis of geological and geophysical data characterizing the structure of the eastern continental margin of India and the adjacent part of the bottom of the Bay of Bengal has been carried out. According to the structural and tectonic features, three sectors are distinguished: southern, central and northern, the natural boundaries between which are the fault zones of the aulacogens Makhanadi and Godavari-Krishna. In the central sector, the pericontinental East Indian Plateau adjoins the continental slope. In 2003, R/V Mezen acquired data using deep seismic sounding method on two profiles in this region. The obtained data and their geological interpretation made it possible to identify the “reduced” continental crust. It is characterized by reduced thickness of the upper, middle and lower layers. A conclusion is made about the continental nature of the East Indian Plateau and the northern part of the Ridge 85° adjacent to it. The light sialic and effusive rocks that form the top of the ridge give a negative gravimetric anomaly in Fay's reduction, which is its outstanding feature.

Keywords: “reduced” continental crust, pericontinental plateau, crust-mantle fault, erosion-tectonic paleo-relief, negative gravimetric anomaly, latest phase of tectonic activation