

УДК 551.243

В. В. Гончар<sup>1</sup>

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНО-ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ ГСЗ-25: СВИДЕТЕЛЬСТВО ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ПАССИВНОЙ ОКРАИНЫ

*“Начатое свершиться должно”*

*Рассмотрен уточненный вариант глубинного скоростного разреза по профилю ГСЗ-25 на основе томографической интерпретации годографов преломленных волн. Построен петрографический разрез по профилю. Выделяется Переходная зона между субокеанической впадиной и континентальной окраиной. Кора и чехол Переходной зоны представляют из себя вулканогенно-плутонический комплекс, обязанный своим происхождением подслаиванию (андерплейтингу) разогретого мантийного материала, внедрению базит-ультрабазитовых магм и тектоно-магматической переработке континентальной коры. Кора Западно-Черноморской впадины трактуется как образец особого типа пассивных окраин — вулканических окраин континентов и окраинно-задуговых морей.*

Представляемый материал продолжает серию геодинамических исследований территории Украины, проводившихся под руководством Евгения Ивановича Паталахи [7–10]. Во многом они основываются на использовании томографического подхода к интерпретации данных сейсморазведки МПВ [13], прикладному развитию которого Евгений Иванович придавал особое значение. Без его личного участия, организаторских усилий и моральной поддержки указанный подход не был бы реализован в его нынешнем виде.

Среди разнообразных рабочих записей, набросков статей, над которыми Евгений Иванович интенсивно работал в последнее время, в его рукописном архиве сохранилась небольшая заметка (на полях статьи [19]), в которой подчеркивалась роль андерплейтинга в формировании субокеанической коры Черноморской впадины: “Вот это уже хорошо и для Черного моря — поиск андерплейтинга, который утяжелил Черноморскую литосферу и опустил ее”. Андерплейтинг, или подслаивание — накапливание расплава под континентальной окраиной вследствие мантийного апвеллинга [24, 6] — рассматривался в [19] в качестве механизма формирования магматизированной коры задугового бассейна Японского моря, аналогичной коре пассивных континентальных окраин особого, *вулканического* типа [28, 29]. Подтверждение этой догадки вскоре последовало, но, увы — уже после того, как Евгения Ивановича не стало. Анализ полученных новых данных

© В.В. Гончар<sup>1</sup>:

<sup>1</sup> Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев.

по 25-му профилю ГСЗ показал высокую вероятность того, что кора Черноморского бассейна соответствует именно вулканическому типу континентальной окраины, чем фактически подтверждается идея Евгения Ивановича об андерплейтинге. Полученные материалы дают также базу для ее дальнейшего практического развития.

Касаясь в настоящем сообщении проблем происхождения и эволюции коры Черноморской депрессии, автор отдает отчет в том, насколько уровень изложенного уступает уровню геодинамического анализа и обобщения, который был бы задействован самим Евгением Ивановичем, будь он сейчас жив.

## Введение

Западно-Черноморская субокеаническая депрессия, представляющая совместно с Восточно-Черноморской впадиной реликт окраинноморского задугового бассейна [31], не испытала значительного деформирующего влияния новейшего коллизионного этапа [10], что дает возможность, используя материалы глубинного строения по данному району, получить представление о начальных этапах развития Черноморского бассейна. Ключевую роль здесь может сыграть информация, которую предоставляет профиль ГСЗ-25, пересекающий последовательно структуры коры от северной континентальной окраины до субокеанического бассейна (рис. 1, А). Детальность, с которой данный профиль был отработан еще в 60-х годах прошлого века [15], исключительно высока для Черноморского региона, плотность наблюдений определяется расстояниями между годографами по  $x$  и составляет в среднем 20 км (рис. 1, Б).

## Особенности полученного скоростного разреза

Методика построения скоростных разрезов на основе данных традиционной сейсморазведки МПВ изложена в более ранней нашей работе [7]. Профессиональная помощь в адаптации исходных материалов по профилю была оказана Т. П. Соколовской и В. Г. Козленко. Перевод системы годографов в специальное поле времен  $t(l, x)$  [13] осуществлялся при сечениях  $dl = 5$  км (рис. 1, Б). На скоростной разрез (рис. 1, В) вынесены полученные предшествующими исследованиями границы: подошва кайнозойского чехла — по данным МОГТ [16] и граница Мохо — по результатам сейсмогравитационного моделирования ЛИНКМОД [14].

Южная часть разреза, относящаяся к глубоководной депрессии, характеризуется наиболее простым скоростным полем, которое отличает наличие субгоризонтальных скоростных аномалий и градиентных границ. Выше подошвы чехла выделяется ряд линейных пологонаклонных градиентных зон (обозначенных индексами  $a1$ ,  $a2$  и  $a3$ ), которые, по-видимому, характеризуют границы осадочных тел различного состава. Градиентная зона  $a3$  в пределах ПК  $-400 \div -300$  отображает переход к высокоскоростному фундаменту впадины, выраженный скачком скоростей от  $\bar{V} = 5-6$  км/с низов чехла, до  $\bar{V} = 7-8$  км/с субокеанической коры. В этой части профиля,

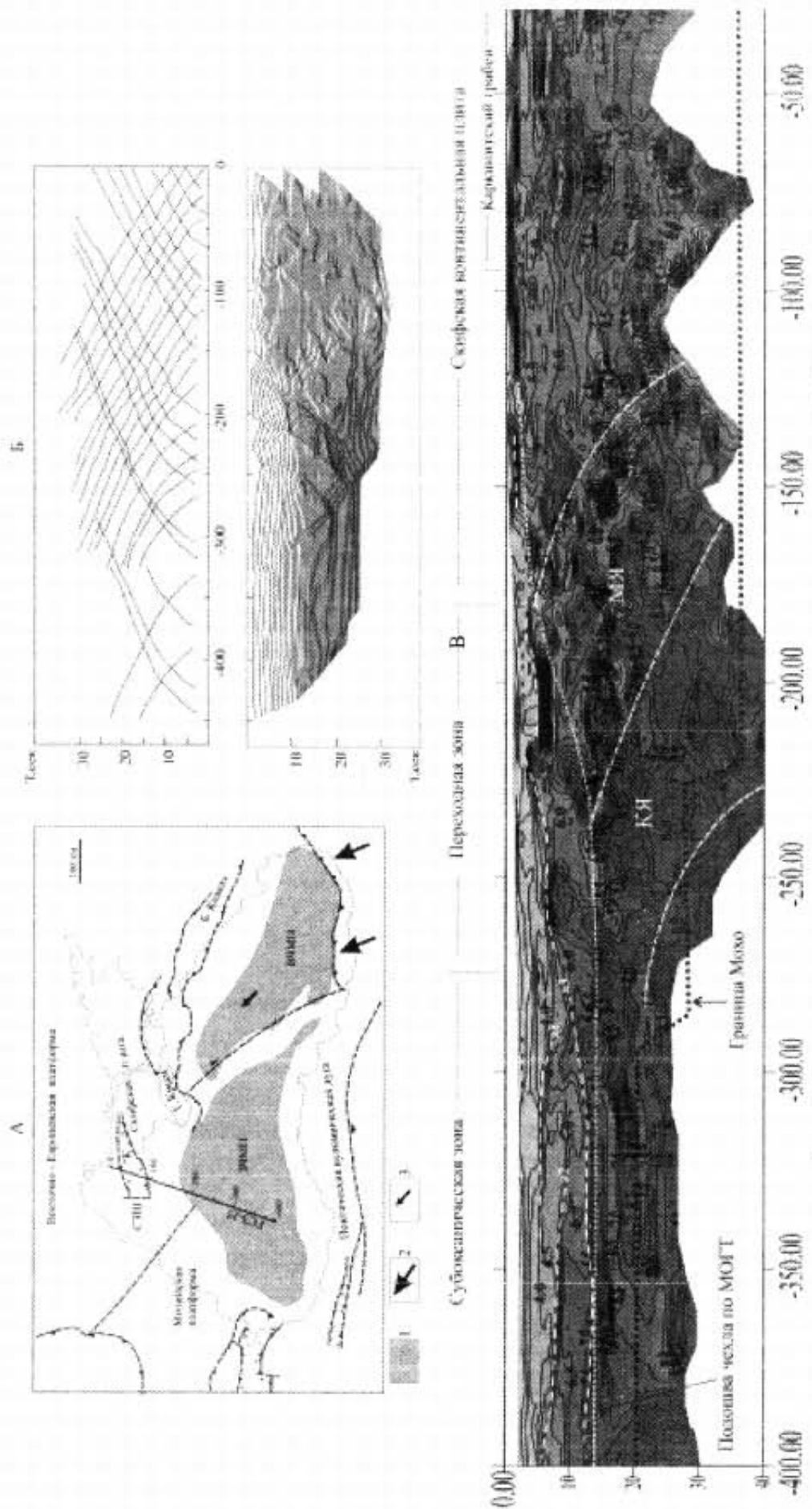


Рис. 1. Тектоническая схема Черноморского региона и положение профиля ГС3-25 (А)

А: ЗЧМП – Западно-Черноморская микроплита, ВЧМП – Восточно-Черноморская микроплита, СЗШ – Северо-Западный шельф, К – Каркинитский грабен. 1 – области коры субкембрических впадин; 2 – направление коллизии со стороны Аравийской плиты, 3 – вектор перемещения ВЧМП (по [10]). 1Б – годографы преломленных волн и полученное на их основе специальное поле времен, 1В – скоростной разрез по профилю ГС3-25. Подошва чехла показана по данным [16], граница Мохо — по [14]; индексами а1, а2, а3 обозначены выделенные графитные границы чехла; КЯ – крупно-ячеистая, МЯ – мелкоячеистая подзоны Переходной зоны.



отвечающей центру депрессии, на всем интервале глубин ниже 14 км прослеживается серия субпластовых положительных аномалий скорости, достигающей 8.0–8.5 км/с. С подошвой одной из таких аномалий в интервале -350 ÷ -300 км совпадает граница Мохо. Несмотря на в целом прямолинейный характер данной границы и несовпадение ее с деталями поля скоростей, следует признать, что “сейсмогравитационное Мохо” соответствует характеру изменения глубины залегания скоростных тел с  $\bar{V} = 8$  км/с и более. Так, ступенчатое ее погружение в районе ПК -290 ÷ -220 совпадает с плавным погружением границы нижней высокоскоростной зоны и соответствует переходу от субокеанической к переходной коре. В этом интервале происходит трансформация скоростного поля от пластово-линейного типа к изометрично-ячеистому, что отмечается по всей глубине разреза коры, захватывая и уровень чехла, что дает основание для выделения Переходной зоны с корой переходного типа. На подступах к этой зоне в толще чехла происходит расхождение градиентной зоны аЗ и подошвы чехла по МОГТ. Первая уходит вверх, разделяя тем самым части чехла верхнюю низкоскоростную и нижнюю, характеризуемую высокоскоростными изометричными аномалиями. Следовательно, можно констатировать существенное изменение состава пород и структуры нижней половины чехла в пределах Переходной зоны.

В зоне переходной коры выделяются подзоны крупно- и мелкоячеистых аномалий скорости. Подзона крупных изометричных аномалий прослеживается в нижнем слое в южной части, граничащей с Субокеанической зоной. Граница круто погружается к северу, падая под Переходную зону. Скорость положительных аномалий в крупноячеистой подзоне сохраняется очень высокой. Она достигает 8.5–9.5 км/с, что соответствует аномалиям в соседней Субокеанической зоне. Соответствующим остается также уровень фоновой скорости (7.5–8.0 км/с), что позволяет полагать, что по составу пород эти два домена не отличаются существенно.

Явные изменения в составе пород можно прогнозировать для расположенной севернее мелкоячеистой подзоны, слагающей верхнюю часть Переходной зоны, где появляются пониженные аномалии скорости до 6.0–6.5 км/с и снижаются фоновые значения. Эти изменения наиболее выражено происходят в направлении снизу вверх. В нашей практике проявление подобных специфических аномалий скорости ячеисто-изометричного типа было связано с пересечением вулcano-плутонических поясов; в качестве примера можно привести участок профиля ГСЗ-II, пересекающий Выгорлат-Гутинскую вулканическую гряду в Закарпатье [7].

Исчезновение характерных ячеистых аномалий и появление линейно-пластовых структур характеризует переход к Скифской континентальной плите. Граница между ней и Переходной зоной имеет вид погружающегося к северу надвига, наклон которого увеличивается с глубиной. Скорости, типичные для чехла, исчезают в верхней части разреза в пределах ПК -100. Практически на всем интервале глубин сохраняется достаточно спокойное скоростное поле с  $\bar{V} = 5.5$ –6.0 км/с, что является средним характерным уровнем скорости для пород континентальной коры. В отдельных

аномалиях, имеющих характер субгоризонтальных или волнистых тел, скорость повышается до 6.5–7.0 км/с или понижается до 5.5–5.0 км/с.

### Петрографическая модель

Для обоснованного геологического истолкования скоростного разреза была построена петрографическая модель, для чего были привлечены опубликованные данные лабораторных исследований зависимости скоростей продольных волн от высоких давлений для основных типов пород коры и верхней мантии [1, 18]. На рис. 2, А представлены экспериментальные кривые изменения скорости в образцах магматических и метаморфических пород при меняющемся давлении. На основании них в поле диаграммы выделены зоны четырех групп пород: кислых, средних, основных и ультраосновных. Отдельную категорию представляет область, в пределах которой скорость меньше нормативной для гранитоидов на всех уровнях давления. Наибольшим диапазоном изменения скорости, как видно, обладают ультраосновные породы. С тем, чтобы дифференцировать по составу кору субокеанического бассейна и Переходной зоны, дополнительно выделены высоко- и низкомагнезиальные составляющие ультраосновных пород. К первым относятся породы ряда серпентинитов–пироксенитов, ко вторым — перидотитов–эклогитов–дунитов. При сопоставлении указанной диаграммы со скоростным разрезом для последнего рассчитывалось изменение литостатического давления с глубиной на основе известных эмпирических соотношений скорость/плотность. Полученная петрографическая модель показана на рис. 2, Б.

*В коре глубоководной впадины (ПК -380 ÷ -270), на уровне глубин от 14 до 25 км чередуются субгоризонтальные толщи пород основного и ультраосновного (преимущественно пироксенитового) состава. Они создают типичную матрицу третьего слоя океанической коры. Перидотит-дунитовые разности ультрабазитов представлены на уровне 15 и 18 км двумя субпластовыми телами мощностью до 3–4 км и длиной до 20 км, которые могут отвечать кумулятивным ультрабазитам океанической коры [4, 20, 3]. Нижняя граница коры определяется на уровне 25 км, ниже предполагаются массивы перидотит-дунитового ряда (мантийные реститы?). Наиболее значительное по масштабам тело данного состава простирается от центральной части впадины на север, до границы с Переходной зоной, где его край, трасируемый границей Мохо, погружается на глубину (см. рис. 1, В). Отмечаемая расслоенность имеет деформационную природу и является, как известно, характерным свойством океанической коры, сформированной в условиях медленного спрединга [10, 3].*

*Кора Переходной зоны в генерализованном плане имеет двухслойное строение. На продолжении вышеописанного третьего, интрузивного слоя океанической коры в пределах Переходной зоны выделен аналогичный нижний слой, который существенно отличается от своего океанического аналога как в структурном отношении, так и по составу пород: слагают его ультраосновные породы повышенной магнезиальности (перидотиты, дуниты?),*

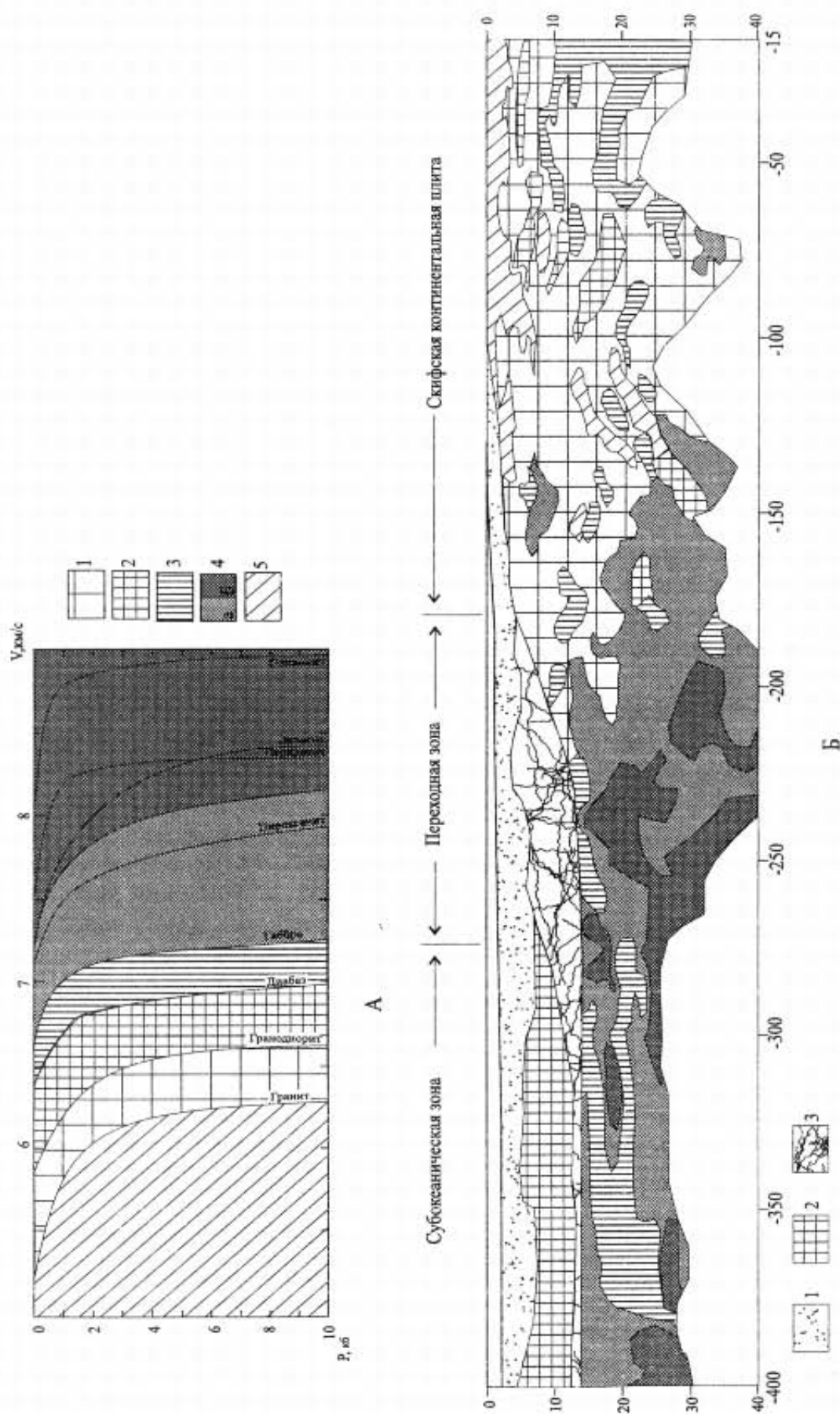


Рис. 2. Петрографическая интерпретация скоростного разреза

А — диаграмма зависимости скорости — давление (по экспериментальным данным [1, 18]). 1–5 — выделяемые ассоциации: 1 — кислых, 2 — средних, 3 — основных, 4 — ультраосновных, низко- (а) и высокомагнезиальных (б) пород. Б — петрографическая модель по профилю ГС3-25. 1–3 — породы чехла: терригенные (1), карбонатные (2), вулканогенные (3)



образующие два крупных массива сложной формы в южной части зоны. К северу от них на фоне ультрабазитовой матрицы появляются тела основного и среднего состава. Таким образом, можно говорить о двух доменах этого слоя: южном высокомагезиальном, примыкающем непосредственно к коре спредингового бассейна, и северном, с пониженной основностью пород. С другой стороны, в ультрабазитовой части переходной коры нет субгоризонтальной расслоенности, которая говорила бы о проявлении масштабного пластического растяжения нижней коры.

Верхняя часть коры Переходной зоны содержит выклинивающийся в направлении субокеанической впадины участок “гранитного” слоя, который представляет, по-видимому, реликт континентальной коры дорифтовой стадии, тектонически и магматически переработанной в период активного рифтинга. Полное выклинивание гранитного слоя происходит в районе, где как раз устанавливается максимальная мощность предполагаемой вулканической толщи чехла (см. ниже).

*Кора и чехол Скифской плиты.* Скифская континентальная плита резко отличается как по структуре, так и по составу пород. Самая верхняя ее часть может быть сложена мощной (до 8–10 км) толщей слабометаморфизованных образований относительно молодой складчатой области. На уровне верхней и средней коры проявлены породы преимущественно кислого состава. На их фоне развиты тела среднего и основного состава, мощностью до 5–7 км, длиной 10–12 км, создающие пологие купола. Их можно трактовать как метаморфические образования с повышенным, относительно матрицы, уровнем метаморфизма (амфиболиты, гранулиты?). Извилисто-ленточный (в отличие от Переходной зоны) характер границ говорит о том, что строение коры в пределах Скифской плиты определяется дислоцированными, метаморфогенными породами. Сводовый характер некоторых структур может отображать подъем метаморфических ядер на этапе орогенного развития плиты. Наиболее крупная сводовая структура, в основании которой диагностируются породы среднего и основного состава, находится под Каркинитским грабеном. Вполне вероятно, что Каркинитский грабен и находящаяся под ним сводовая структура коры развивались взаимосвязанно в процессе рифтогенеза.

*Чехол глубоководной впадины и Переходной зоны.* Чехол глубоководной впадины (рис. 2, Б) имеет преимущественно двухчленное строение. Верхний слой мощностью до 3–5 км представляется как терригенный, сложенный слабо литифицированными образованиями. Он распространен по всей длине профиля в пределах впадины. Подошва терригенного слоя трассировалась вдоль градиентных скоростных уровней  $a_1$  и  $a_2$  (см. рис. 1, В). Нижний, более мощный слой сложен высокоскоростными разностями. В его пределах, в зоне океанической коры средний горизонт чехла выполнен мощным слоем предположительно карбонатного состава, нижний — вулканогенными образованиями. В Переходной зоне средний и нижний уровни чехла соотносятся с вулканогенной толщей, которая характерным образом выклинивается на границе Переходной зоны и Скифской плиты. В качестве кровли вулканогенной толщи рассматривался градиентный уровень  $a_3$

скоростного разреза, его подошвы — граница МОГТ (см. рис. 1, В). В пределах субокеанической впадины вулканогенная толща существенно уменьшает свою мощность и может соответствовать второму, базальтовому слою океанической коры. Выделяемый протяженный вулканический комплекс чехла, как предполагается, объединяет вулканический слой океанической коры и вулканогенную толщу Переходной зоны, в пределах которой он достигает максимума мощности. Такая трактовка подразумевает генетическую общность вулканитов как производных мантийного базальтоидного магматизма, непрерывно проявлявшегося в течение рифтогенеза и последующего спрединга. Трактовка пространственного единства вулканогенного комплекса базируется на аналогии с вулканогенными толщами непрерывного распространения (от океанической к переходной коре), развитыми в пределах вулканических пассивных окраин Северной Атлантики [6] и Востока Азии [19]. Различие в мощности вулканогенного слоя может объясняться тем, что при сохранении объема извергаемой магмы, ее распределение в период спрединга приходилось на большую площадь.

Полученные нами определения литофаций нижнего слоя Переходной зоны совпадают с предполагаемым по геологическим данным составом син- и пострифтового комплекса впадины [22], включающим мелководные песчаники, олистостромы и турбидиты апт-альба, перекрытые пелагическими известняками и дистальными туфами сеномана. Изменение литофаций по вертикали соответствуют двум различным стадиям развития Черноморской впадины: нижняя — стадии активного формирования рифтогенного, а затем спредингового субокеанического бассейна, верхняя — стадии его пассивного прогибания после завершения спрединга.

Исходя из приведенной петрографической интерпретации разреза можно полагать, что кора и чехол Переходной зоны представляют вулканогенно-плутонический комплекс. Нижний ультрабазитовый слой можно интерпретировать как продукт мантийного андерплейтинга континентальной коры в период зрелой рифтовой стадии и начала спрединга. Сложен он телами внедрившихся в кору и подслаивавших ее мантийных диапиров, интрузий мантийных основных и ультраосновных магм и их дифференциатов [24, 19]. Этот процесс протекал на фоне преимущественно хрупкого растяжения континентальной коры. Однако утонение и полный разрыв континентальной коры нельзя рассматривать как результат растяжения. Как показывают полученные данные, подошва реликтового “гранитного” слоя имеет извилистые, сложные очертания, по-видимому, за счет того, что в нее внедрены тела из нижележащего ультрабазитового слоя. Последние, по-видимому, представляют из себя протрузии и интрузии ультраосновной магмы. Можно полагать, что воздействие их на континентальную кору снизу было не только механическим, но и термально-метаморфическим, вследствие которого породы коры могли либо изменять свой состав в сторону более высокоскоростных метаморфических разновидностей, либо подвергаться ассимиляции мантийными магмами. Согласно выводам петрологов [11, 23, 30], до 50% пород гранитного состава могут быть ассимилированы высокомагнезиальными базитовыми магмами с температурой 1250–1300 °С; эта



способность у ультрабазитовых (коматиитовых и меймечитовых) магм с температурой 1600–1700 °С будет еще выше, причем в значительных количествах ассимилированными могут быть как кислые, так и основные вмещающие породы. Термическому разрушению и ассимиляции будет способствовать также быстрый подъем ультраосновной магмы по трещинам и каналам в хрупкой гранитной коре, при котором развивается интенсивное турбулентное перемешивание [23].

### **Обсуждение: Западно-Черноморский бассейн в эволюционном ряду вулканических пассивных окраин**

Структуру коры Западно-Черноморской впадины рассмотрим в контексте особого типа пассивных окраин — вулканических пассивных окраин континентов и окраинно-задуговых морей. Первоначально окраины вулканического типа были выделены по присутствию под пострифтовым терригенным чехлом мощных толщ базальтовых покровов, погружающихся в сторону океана [6, 28, 29]. Полный тектонотип их был описан на примере пассивных окраин Северной Атлантики, где под вулканитами был выявлен слой так называемой магматической коры, полностью или частично (в смеси со старой континентальной корой) сложенный магматическими образованиями основного и ультраосновного состава [6, 28, 29]. Эта кора считается новообразованной, синхронной процессам рифтогенеза и спрединга.

Отношение пассивной окраины Черного моря к вулканическому типу становится очевидным при сопоставлении схематизированного разреза коры Западно-Черноморской впадины (рис. 3, В) с профилями, которые представляют вулканические окраины, находящиеся на разных стадиях развития: Красноморского рифта (рис. 3, А), окраинноморского бассейна Японского моря (рис. 3, Б) и Атлантической окраины Северной Америки (рис. 3, Г). Важным элементом в ряду тектонотипов вулканических пассивных окраин с точки зрения черноморской проблематики является окраина Японского моря, представляющего из себя задуговой окраинноморской бассейн [26, 27], генезис которого также связывают с системой pull-apart впадин, развивавшихся вследствие коллизии литосферных плит Индостана и Евразии [25, 19]. Япономорский бассейн можно рассматривать как наиболее близкий геодинамический аналог Черноморского.

Оценивая в общем строение коры и литосферы представленных разновозрастных вулканических окраин, можно отметить ряд важных признаков их эволюции. По времени начала рифтогенеза пассивная окраина Черного моря ( $\approx 70$  млн. лет [21]) занимает предпоследнее место, располагаясь между окраиной Японского моря (25 млн. лет [19]) и наиболее древней Северо-Атлантической (140 млн. лет [2]). Сопоставление мощности вулканических комплексов показывает возрастание наблюдаемых ее максимальных значений с возрастом бассейна: Красное море — 4 км, Японское море — 6 км, Черное море — 8 км, Сев. Атлантика — 12 км. Существенно меняется также строение коры. В пределах окраины Красноморского рифта в составе коры фигурирует только растянутый и интродуцированный слой континен-

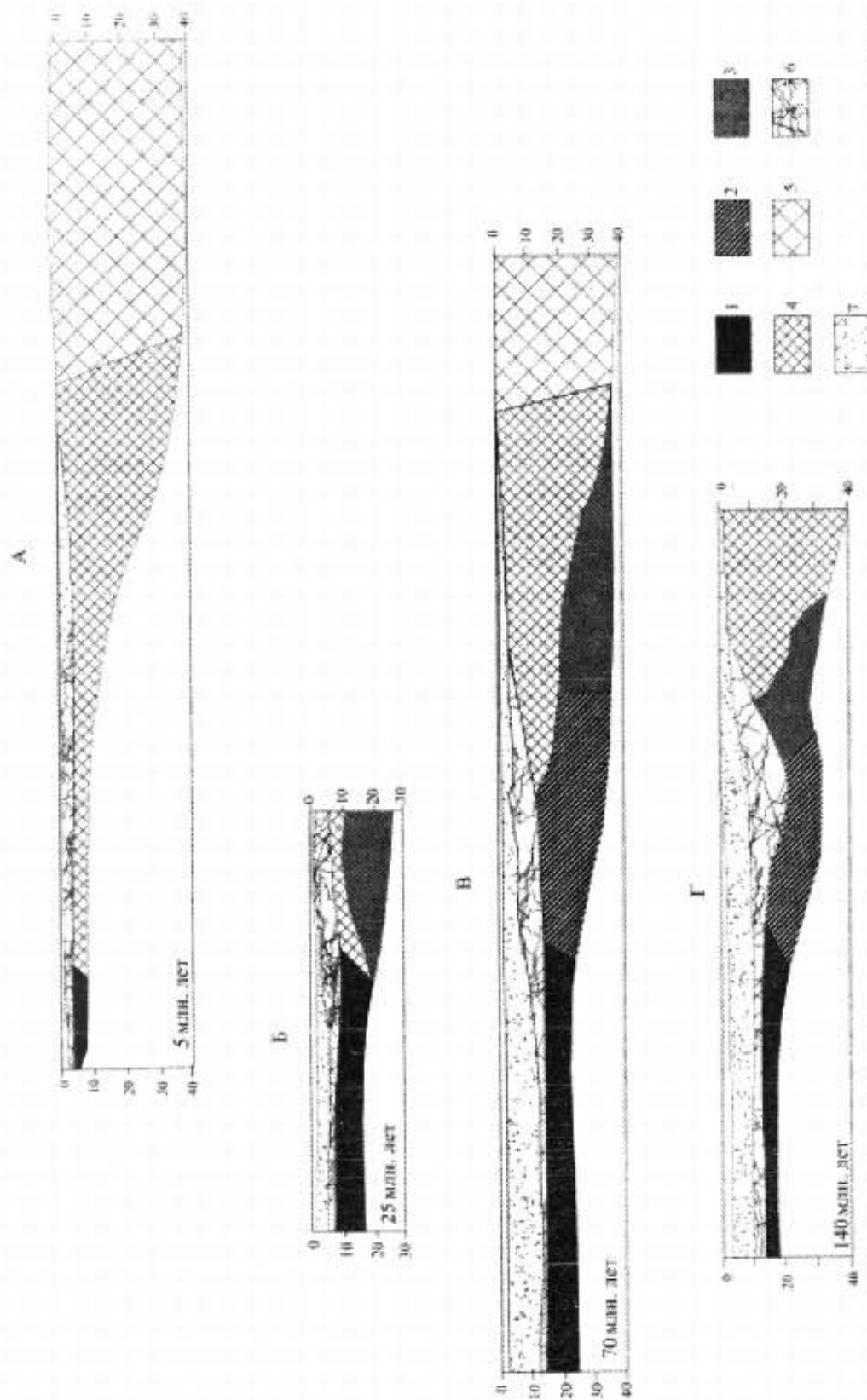


Рис. 3. Сопоставление схематических глубинных разрезов вулканических пассивных окраин разного возраста: А — Красноморский рифт [5], Б — Япономорский окраинно-задуговой бассейн (Kim et al., 2003 из работы [19]), В — Западно-Черноморская впадина, Г — Северо-американская окраина Атлантического океана (Т. Reston, 1988, по [6]).

Цифрами на разрезах указано время начала рифтогенеза. 1 — океаническая и субокеаническая кора; 2-4 — комплекс переходной коры: магматическая кора; ультрабазитовая, высокомагнезиальная (2) и базитовая (3), интродуцированная и растянутая континентальная кора (4); 5 — континентальная кора; 6-7 — чехол: вулканический (6) терригенный (7)

тальной коры, непосредственно контактирующей по простиранию с океанической корой спредингового бассейна. На разрезе окраины Япономорского бассейна в составе коры появляется нижний магматический слой основного состава. Но при этом он не выходит на контакт с вулканическим слоем чехла, а только подслаивает континентальную кору. Последняя также непосредственно контактирует со спрединговой корой субокеанического типа. Принципиальное изменение в структуре коры пассивной окраины наблюдается на полученном черноморском профиле и разрезе окраины Сев. Атлантики: в структуре нижней коры появляется высокомагнезиальный слой, который замещает участок континентальной коры и выводит ее из контакта с субокеанической корой спредингового типа. Этот высокомагнезиальный участок в случае Черного моря сложен ультраосновными породами перидотит-дунитового ряда. Состав его для Сев. Атлантики не указан [6], однако исходя из скорости от 7.3–7.5 км/с [28, 6], породы в нем могут отвечать пироксенитам.

Таким образом, более древние окраины характеризуются тем, что в переходной коре устанавливается одинаковая последовательность изменения состава пород и структуры: тонкий слой 3 океанической коры трансформируется по латерали в существенно более мощный нижний слой переходной коры, сложенный высокомагнезиальными интрузиями ультраосновного состава. Последний, в свою очередь, трансформируется в базитовый комплекс на границе с интродуцированной корой континентального типа. Вулканиды чехла пассивной окраины залегают в этом случае частично на континентальной коре, но по преимуществу — на переходной магматической коре базит/ультрабазитового состава. На разрезе Япономорской пассивной окраины высокомагнезиальный ультрабазитовый слой в составе переходной коры отсутствует (не выявлен?), но выделяется базитовая линза под растянутой континентальной корой.

Вполне вероятно, что часть из установленных различий в строении коры зон перехода вызвана расхождением в применявшихся методиках интерпретации и точности сейсмического зондирования. Однако, как кажется, здесь есть и элемент истинного, эволюционного трансформирования пассивных окраин, находящихся на разных стадиях развития. Разрезы на рис. 3 расположены в последовательности, которая может отражать направленность эволюции вулканических пассивных окраин в сторону наращивания как мощности вулканического слоя осадочного бассейна, так и мощности высокомагнезиального (базит-ультрабазитового) слоя в основании переходной коры. В этом ряду Западно-Черноморский бассейн занимает предпоследнее место и завершающей фазой его развития будет погружение коры в области Переходной зоны. Вследствие этого может образоваться депрессия подошвы коры, которая сейчас хорошо выражена на разрезе пассивной окраины Северной Атлантики. Изменение в строении пассивных вулканических окраин, которое наблюдается с увеличением их возраста, наводит на мысль, что развитие коры и литосферы пассивных окраин не останавливается на стадии спрединга. Континентальный склон и зона перехода могут продолжать эволюционировать и после того, как область активного спре-



динга отдалится на сотни км (как в случае Северной Атлантики) или отомрет, как в случае окраинно-задуговых бассейнов Японского и Черного морей. Стимулом к продолжению тектонической эволюции, очевидно, значительно более медленной, чем при активном рифтогенезе и спрединге, может быть слабое растяжение и погружение, которое продолжает испытывать кора в зоне перехода за счет нагрузки осадочного чехла и затухающих тепловых процессов в литосфере.

1. *Баяк Е.И., Волярович М.П., Левитова Ф.М.* Упругая анизотропия горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1982. — 169 с.
2. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. — 413 с.
3. *Книппер А.Л., Шараськин А.Я.* Тектоническая расслоенность вдоль раздела кора/мантия в офиолитовых разрезах // Геотектоника. 2005. — № 1. — С. 6–16.
4. *Колман Р.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. — 262 с.
5. *Колман Р.* Красное море: малый океанический бассейн, образованный континентальным растяжением и спредингом морского дна // История и происхождение окраинных и внутренних морей. 27-й Международный Геол. Конгресс. Доклады. Т. 6. Ч. II. М.: Наука, — 1984. — С. 58–73.
6. *Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. — 610 с.
7. *Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П.* Элементы геодинамики Карпат. Киев, 2003. — 151 с.
8. *Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П.* Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Киев, 2003. — 226 с.
9. *Паталаха Е.И., В.В. Гончар, В.И.Трегубенко, Н.И.Лебедь, И.К.Сенченков, Б.Н.Островерх.* Построение скоростной и литофациальной модели Бельского месторождения УВ ДДВ по данным переинтерпретации годографов КМПВ. Киев, 2004. — 39 с.
10. *Паталаха Е.И., Сенченков И.К., Гончар В.В.* Вязкая модель плитной тектоники Черноморского региона // Океанология. 2006. — № 5. — С. 660–672.
11. *Пейве А.А.* “Сухой” спрединг океанической коры, тектоно-геодинамические аспекты // Геотектоника. 2004. № 6. — С. 3–18.
12. *Покровский Б.Г.* Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. — 226 с.
13. *Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П.* Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск: Наука, 1975. — 157 с.
14. Сейсмогравитационное моделирование при изучении литосферы. Киев: Наукова думка, 1994. — 292 с.
15. Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев: Наукова думка, 1971. — 286 с.
16. Тектоника мезокайнозойский отложений Черноморской впадины (Ред. Д.А. Туголесов). М.: Недра, 1985. — 215 с.
17. *Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. М.: Мир, 1985.
18. Физика горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1991. — 209 с.
19. *Филатова Н.И.* Андерплейтинг как причина образования вулканической континентальной окраины при окраинноморском спрединге // Доклады РАН. 2004. Т. 398. — № 2. — С. 223–227.
20. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. — 317 с.
21. *Шрейдер Ал.А.* Раскрытие глубоководной котловины Черного моря // Океанология. 2005. Т. 45. — № 4. — С. 592–604.
22. *Gür̈r N., T̈yys̈s̈ O., Aykol A., Sakinc M., Yigitba E., Akkuc̈k R.* Cretaceous red pelagic carbonates of northern Turkey: their place in the opening history of the Black Sea // Eclogae Geol. Helv. 1993. V. 86/3/ — P. 819–838.

23. Huppert H.E., Sparks R.S.J. Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 74. — № 4. — P. 1371–1386.

24. Furlong K.P., Fountain D.M. Continental crustal underplating: thermal considerations and seismic petrological consequences // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. — P. 8285–8294.

25. Jolivet L., Davy Ph., Cobbold P. Right-lateral shear along the Northwest Pacific margin and the India — Eurasia collision // *Tectonics.* 1990. V. 9. — № 6. — P. 1409–1419.

26. Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. — P. 2542–2561.

27. Karig D.E. Comparison of island arc-marginal basin complexes in the north-west and south-west Pacific // *Island arc, marginal seas, geo-chemistry.* Perth. Univ. W. Austral. Press, 1973. — P. 355–364.

28. Morgan J.V., Barton P.J. A geophysical study of the Hatton Bank volcanic margin: a summary of the results from a combined seismic, gravity and magnetic experiment // *Tectonophysics.* 1990. V. 173. — P. 517–526.

29. Roberts D.G., Backman J., Morton A.C., Morray J.W., Keene J.B. Evolution of volcanic rifted margins // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project.* Washington, 1984. V. 81. — P. 883–991.

30. Sparks R.S.J. The role of crustal contamination in magma evolution through geological time // *Ibid.* 1986. V. 78. — № 2/3. — P. 211–223.

31. Zonenshain L.P., Le Pichon X. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins // *Tectonophysics.* 1986. V. 123. — P. 181–211.

Розглянуто уточнений варіант глибинного швидкісного розрізу по профілю ГСЗ-25 на основі томографічної інтерпретації годографів заломлених хвиль. Побудовано петрографічний розріз по профілю. Виділяється Перехідна зона між субокеанічною западиною і континентальною окраїною. Кора і чохол Перехідної зони являють собою вулканогенно-плутонічний комплекс, зобов'язаний своїм походженням підшаруванню (андерплейтингу) розігрітого мантійного матеріалу, проникненню базит-ультрабазитових магм і тектоно-магматичній переробці континентальної кори. Кора Західно-Чорноморської западини розглядається як представник особливого типу пасивних окраїн — вулканічних окраїн континентів і окраїнно-задугових морів.

The refined velocity cross-section along GSZ-25 deep seismic profile is presented. A petrographic model of the crust of the west sector of Black Sea is regarded. A model includes the Transition zone between oceanic and continental parts. Crust and cover of Transition zone are presented as volcano-plutonic complex. As possible it originated by means of hot mantle material underplating, basic/ultrabasic intrusions and continental crust tectonic reworking. Crust of West-Black Sea depression is regarded as pattern of volcanic passive continental margins and marginal-back arc seas.