

## Структура земной коры северо-западного шельфа Черного моря вдоль профиля ГСЗ № 26

© М. В. Козленко, Ю. В. Козленко, Д. В. Лысынчук, 2013

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 13 апреля 2011 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

Виконано роботу з вивчення структури земної кори та верхньої мантії вздовж профілю ГСЗ 26 методами томографічної інверсії сейсмічних хвиль і густинного моделювання. Встановлено складну блокову будову регіону, в формуванні якої активну роль відіграли процеси рифтогенезу. Показано, що Кілійсько-Зміїне підняття та Каркінітський прогин мають різну будову літосфери. Підтверджено типово рифтову будову Одеського розлому та виявлено його нахил у східному напрямку. Результати моделювання свідчать про наявність у межах Каркінітського прогину двох окремих центрів магматичної активності з різним характером перебігу еволюції.

The work has been completed on the studies of the Earth crust and upper mantle structure along the DSS profile N26 using the methods of tomographic inversion of seismic waves and density modeling. The studies conducted revealed the complicated block-like structure of the region with riftogenesis processes playing active part in its formation. It has been shown that the Kiliysko-Zmiyine uplift and the Karkinitsky sag have got different lithosphere structure. Typical rift structure of the Odessa fault has been confirmed and its eastward incline has been revealed. The results of modeling give evidence of presence of two separate centers of magmatic activity with different character of evolution course within the limits of the Karkinitsky sag.

**Вступление.** В связи с открытием месторождений нефти и газа в пределах северо-западного шельфа, а также с находками газогидратов в глубоководной части Черного моря, изучению строения земной коры и верхней мантии данного региона в последнее время уделяется повышенное внимание [Хрящевская и др., 2007; Баранова и др., 2008; Старостенко и др., 2003; 2005; 2010; Sedimentary ..., 2010].

Для повышения эффективности поисков углеводородов и обоснования перспективности отдельных участков необходимо использовать новые методы исследований. Целью настоящей статьи являлось определение структуры земной коры и верхней мантии вдоль профиля ГСЗ № 26 с помощью решений обратной задачи сейсмометрии (интерпретации кинематических годографов методом томографической инверсии первых вступлений сейсмических волн) с получением скоростного разреза и прямой задачи гравиметрии путем построения плотностной мо-

дели с подбором наблюдаемого поля силы тяжести.

Профиль № 26 длиной 185 км (рис. 1) имеет субширотное простирание. Начало профиля ( $45^{\circ} 15,5'$  с. ш.  $30^{\circ} 6,7'$  в. д.) находится в 8 км западнее о-ва Змеиный, конец ( $45^{\circ} 29'$  с. ш.  $32^{\circ} 27,3'$  в. д.)



Рис. 1. Схема расположения профиля ГСЗ № 26. Изобаты дна в м.

— в 10 км к северу от п-ова Тарханкут (Крым). Основной тектонической структурой района исследований является Скифская плита, которая в данном регионе подразделяется на Придунайский (Килийско-Змеиное поднятие) и Одесско-Джанкойский (Каркинитский прогиб) мегаблока. Граница между ними проходит по Одесскому разлому.

**Сейсмотомографический разрез вдоль профиля.** Первичными данными для исследований послужили результаты съемки ГСЗ [Земная ..., 1975, рис. 109]. Система наблюдений по профилю выделяется регулярностью — по четыре длинных прямых и обратных, а также семь непротяженных годографов охватывают временной интервал до 30 с. При построении годографов для проведения работы в координаты точек излома на ПК 88 были внесены изменения с учетом привязки взаимных времен — в первые вступления от пунктов взрывов ПК 163 и 184,5 введено исправление до 0,8 с. Полученные кинематические годографы представлены на рис. 2.

На рис. 3 приведен результат томографической инверсии первых вступлений сейсмических волн, выполненной с помощью программы FAST [Hole, 1992]. Расчет проводился по сетке с расстояниями между узлами 1 км по профилю и по глубине. Наилучшие результаты с минимальными различиями в расчетных и наблюдаемых годографах получены после пяти итераций. На полученную волновую картину

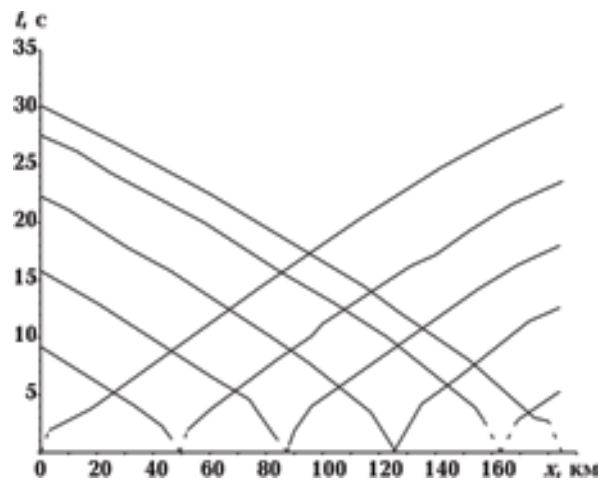


Рис. 2. Откорректированные исходные данные по профилю ГСЗ № 26 в виде кинематических годографов. Сплошные линии — наблюдаемые, пунктирные — экстраполированные отрезки годографов первых вступлений.

ну наложено положение границ кайнозойского осадочного чехла [Туголесов и др., 1985] и подошвы отложений мелового возраста [Безверхов, 1988].

Полученная в результате томографического расчета волновая картина имеет сложный характер. Изолинии сейсмических скоростей вдоль профиля образуют изгибы, амплитуда которых на некоторых участках достигает 5 км. Эти ундуляции охватывают от 2 до 7 изолиний,

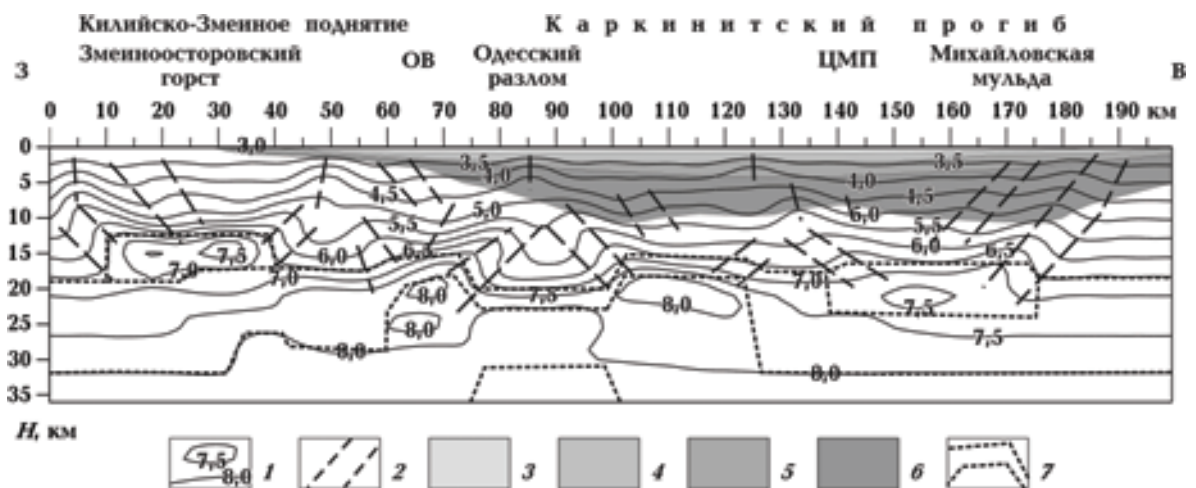


Рис. 3. Томографический разрез по профилю ГСЗ № 26 (ОВ — Одесский вал; ЦМП — Центрально-Михайловское поднятие): 1 — изолинии  $V_p$ , км/с; 2 — оси ундуляций скоростных изолиний; 3—5 — структурные горизонты кайнозойского осадочного чехла [Туголесов и др., 1985] (3 — антропоген-неоген, 4 — майкопская серия, 5 — палеоген); 6 — отложения мелового возраста [Безверхов, 1988]; 7 — границы характерных элементов волнового поля, выделенные для построения гравитационной модели.



Рис. 4. Структурно-тектоническая карта района исследований [Безверхов, 1988, рис. 49 с упрощениями]: 1 — граница Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты; 2 — границы структур второго порядка; 3 — Одесский разлом; 4 — прочие разломы; 5 — изопахиты осадочного чехла, км; 6 — береговая линия; 7 — положение профилей ГСЗ № 25 и 26.

по большей части — 3—4. В основном оси таких прогибаний и выступов имеют значительный наклон. В верхней части разреза (на глубине до 10 км) наблюдаются несколько выступов изолиний, оси которых субвертикальны.

По характеру распределения скорости разрез можно разделить на два типа участков. Первый отличается высокой градиентностью до глубины 15 км. В средней части коры нарастание скорости с глубиной значительно замедляется, что проявляется в разреженности изолиний. Эти участки характеризуются замкнутыми положительными аномалиями  $V_p = 7,0 \div 8,0$  км/с. На ПК 10—35 (Килийско-Змеиное поднятие) превышение значения  $V_p$  до 1,5 км/с относительно смежных блоков наблюдается на глубине 15 км. Под Каркинитским прогибом (ПК 60—70, 100—120, 145—160) высокоскоростные зоны залегают на глубине около 20 км, повышения скорости по сравнению с прилегающими участками небольшие, приблизительно 0,5 км/с. В блоках второго типа (ПК 40—60, 80—95 и 125—140) отмечается понижения градиентов скорости в интервале глубин 7—17 км. Это обусловлено тем, что на данных участках изолинии  $V_p$  в верхней части разреза

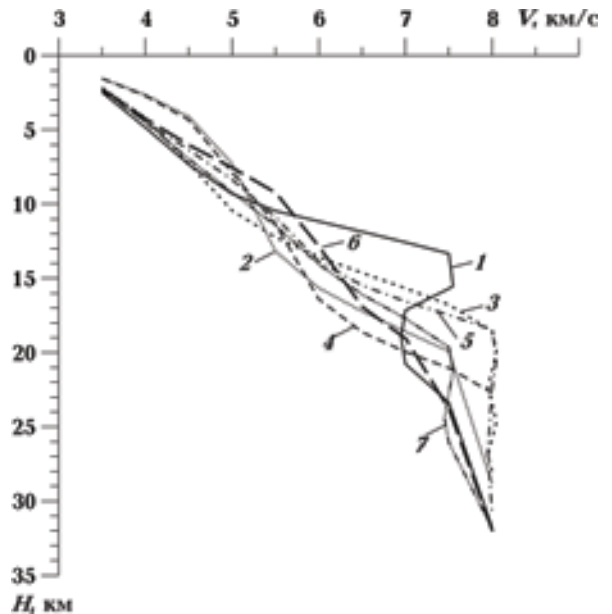


Рис. 5. Распределение скоростей с глубиной основных аномальных участков: 1 — ПК 30; 2 — ПК 50; 3 — ПК 65; 4 — ПК 85; 5 — ПК 110; 6 — ПК 140; 7 — ПК 155.

выгнуты вверх, а в средней — прогнуты к низу.

Глубинные замкнутые аномалии сопровождаются двумя парами ундуляций изолиний скорости, оси которых субпараллельны и направлены в стороны и вверх от них (ПК 0—10 и 40—45, 55—60 и 70—85, 90—100 и 120—125, 130—145 и 170—185), причем оси, находящиеся ближе к центру высокоскоростных зон, фиксируют выступы, а те, что дальше, — прогибания.

На тектонической схеме района исследований (рис. 4) отмечены основные структуры, для каждой из которых на основании томографического разреза были построены графики распределения скоростей с глубиной (рис. 5).

ПК 30 — Змеиноостровский горст, характеризующийся градиентом скорости  $0,22 \text{ с}^{-1}$  до глубины 9,5 км и  $0,62 \text{ с}^{-1}$  до 13,5 км, где фиксируется скорость 7,5 км/с. В интервале 15,5—23,0 км отмечается ярко выраженная инверсия скорости, которая превышает 0,5 км/с. Ниже скорость постепенно увеличивается до 8,0 км/с на 32 км.

ПК 50 — восточный край Килийско-Змеинового поднятия до 13,0 км, где градиент постепенно уменьшается с  $0,46$  до  $0,08 \text{ с}^{-1}$ , от 13 до 20 км плавно увеличивается, достигая значения  $0,38 \text{ с}^{-1}$ . Глубже происходит резкое уменьшение градиента до  $0,06 \text{ с}^{-1}$ .

ПК 65 — южный борт Одесского вала на глубине менее 10,5 км, где градиент скорости составляет  $0,18 \text{ с}^{-1}$ , между 10,5 и 18,5 км — вдвое больше. Ниже скорость практически постоянна на уровне 8,0 км/с.

ПК 85 — зона Одесского разлома. Здесь кривая делится на три участка — до 4,5 км, от 4,5 до 16,5 км и глубже с градиентами значений  $V_p$ , равными  $0,36 \text{ с}^{-1}$ ,  $0,12 \text{ с}^{-1}$  и  $0,32 \text{ с}^{-1}$  соответственно.

ПК 110 — Западно-Каркинитская впадина до глубины 14 км, где градиент скорости равен  $0,22 \text{ с}^{-1}$ , в интервале 14,0—18,5 км он больше в два раза. Ниже скорость составляет примерно 8,0 км/с с незначительными колебаниями.

ПК 140 — южный склон Центрально-Михайловского поднятия до 9 км, где градиент  $V_p$  имеет значение  $0,31 \text{ с}^{-1}$ , в интервале 9,0—17,0 км —  $0,17 \text{ с}^{-1}$ ; от 17,0 до 19,0 км —  $0,25 \text{ с}^{-1}$ , глубже градиент постоянен и равен  $0,08 \text{ с}^{-1}$ .

ПК 155 — Михайловская мульда. Здесь практически постоянный градиент скорости  $0,23 \text{ с}^{-1}$  до глубины 19,5 км, где достигается значение 7,5 км/с. В интервале 21—27 км наблюдается небольшая (менее 0,5 км/с) инверсия скорости.

Анализ графиков изменения скоростей показывает, что Змеиноостровский горст (кривая 1 на рис. 5) резко выделяется среди остальных — скорость 7,5 км/с наблюдается на глубине 13,5 км, тогда как все остальные кривые достигают этой отметки глубже 17 км. Кроме того, инверсия скорости на этом участке проявляется наиболее ярко. Распределение скорости в блоках по обе стороны от Одесского разлома (кривые 3, 5) практически совпадает. Кривые 2 и 4 до 9,5 км идентичны, ниже их конфигурации подобны, однако точки перегиба, ограничивающие участки разных градиентов, в пределах Одесского разлома расположены примерно на 3 км глубже, чем в пределах восточного края Килийско-Змеинового поднятия.

**Плотностная модель по профилю.** На основании характерных элементов волнового поля, выделенных при анализе полученного сейсмотомографического разреза (см. рис. 3), и особенностей изменения скорости с глубиной основных тектонических структур района исследований (см. рис. 5) была построена гравитационная модель вдоль профиля.

Модельный разрез состоит из двух основных структурных этажей — консолидированной коры и осадочного чехла. Границей раздела между ними является подошва меловых отложений, гипсометрия которой установлена в результате сейсмических исследований МОВ—ОГТ [Безверхов, 1988]. Конфигурации границ внутри кайнозойской толщи с разделением на осадочные комплексы возраста  $N_1^{2-3}$ — $Q$ ,  $P_3$ — $N_1^1$ ,  $P_{1-2}$  были определены согласно данным работы [Туголесов и др., 1985].

Плотность отложений майкопской серии ( $P_3$ — $N_1^1$ ) задана на основании расчетов [Старостенко и др., 2003]. Значения этого параметра для остальных осадочных слоев вычислялись путем пересчета скоростей по функции  $\rho = f(V_p)$ , установленной для прибрежных районов Западного Крыма [Геофизические ..., 1969]. Величины скоростей осадков соответствующего возраста были взяты из работы [Mopograph ..., 1988].

Консолидированный фундамент снизу вверх подразделяется на три комплекса — "базальтовый" и "гранитный" слои, складчатое (метаморфическое) основание, возраст которого колеблется от позднекаледонского в пределах о-ва Змеиный до киммерийского в остальных районах северо-западного шельфа Черного моря. Глубины залегания границ в консолидированной коре устанавливались по томографическому разрезу. Поверхность раздела метамор-

фического и "гранитного" комплексов была проведена между изолиниями 6,0 и 6,5 км/с, поскольку на сейсмической модели по профилю № 25 [Козленко и др., 2009] данной границе соответствуют значения  $V_p = 6,3 \div 6,35$  км/с. Кровля "базальтового" слоя определялась конфигурацией изолинии с максимальным в пределах профиля значением  $V_p = 8,0$  км/с. В принципе, такое значение скорости характерно для поверхности Мохо, однако подъемы этой изолинии до 18 км не соответствуют представлениям о глубине залегания мантии в континентальных районах [Трипольский, Шаров, 2004]. Значения плотностей в трех слоях консолидированного фундамента были заданы согласно величинам, полученным при моделировании земной коры вдоль профиля ГСЗ № 25 в пределах северо-западного шельфа Черного моря — 2,72, 2,77 и 2,95 г/см<sup>3</sup> соответственно [Козленко и др., 2009].

Подошва коры в модели определялась исходя из гипсометрии раздела Мохо Скифской плиты, установленной в работе [Литосфера ..., 1994, рис. 96]: минимальные значения глубин (порядка 37 км) выявлены в пределах Михайловской мульды, максимальные (около 45 км) — под Змеиноостровским горстом. В пределах Одесского разлома предложено залегание кровли мантии на глубине 30 км согласно сейсмической модели [Сейсмогравитационное ..., 1994, рис. 17.2б]. Плотность мантии 3,34 г/см<sup>3</sup> задавалась на основании результатов моделирования профиля 25 [Козленко и др., 2009]. Дополнительным критерием строения разреза на глубинах ниже полученных результатов томографической инверсии (см. рис. 3) служит распределение скоростей в модели [Гобаренко, Егорова, 2010, рис. 5, а], в которой на срезе 40 км повышенные скорости отмечаются для Каркинитского прогиба и Одесского разлома, Змеиноостровский горст характеризуется пониженными значениями  $V_p$ . Это позволяет сделать вывод, что в западной части профиля раздел кора/мантия залегает ниже данной глубины, а в восточной — выше.

В качестве модели была использована плотностная опорная колонка [Козленко М.В., Козленко Ю.В., 2008], построенная по обобщенным сейсмическим данным для земной коры континентальных областей [Трипольский, Шаров, 2004]. Подбор наблюдаемого поля силы тяжести проводился с шагом 2,5 км с помощью программы [Козленко та ін., 1997]. Точность расчетов (величина остаточной аномалии) составила  $\pm 5$  мГал.

Проведенное гравитационное моделирование подтвердило сложное блоковое строение района исследований, отмеченное на томографическом разрезе. Полученная плотностная модель (рис. 6) позволила четко определить границы тектонических единиц вдоль профиля. Все блоки в нижней и средней частях коры, за исключением Одесского разлома, имеют вертикальные границы. В отличие от постоянного значения в мантии и в пределах складчатого основания значение плотности в "базальтовом" слое изменяется до 0,03 г/см<sup>3</sup>, а в "гранитном" — до 0,10 г/см<sup>3</sup>.

В процессе подбора поля силы тяжести оказалось, что параметры блока Михайловской мульды (ПК 145—175) в целом согласуются с полученными для соответствующего участка профиля № 25, который пересекает двадцать шестой на ПК 150. Однако из-за некоторых отличий в деталях пришлось провести взаимную увязку глубин залегания и плотностей слоев данного участка на обеих моделях. В уточненном разрезе по профилю № 25 (рис. 7) метаморфический слой непосредственно подстилается блоком повышенной плотности, кровля которого оказалась выше на 1 км, а значения  $\rho$  были увеличены в "гранитном" слое на 0,05 г/см<sup>3</sup>, в "базальтовом" — на 0,01 г/см<sup>3</sup>.

Гипсометрия поверхности мантии в подобранной плотностной модели вдоль профиля практически совпадает с конфигурацией раздела Мохо на сейсмическом разрезе из работы [Сейсмогравитационное ..., 1994, рис. 17.2б] — подошва коры залегает горизонтально, причем в западной части на большей глубине, чем в восточной. Структура Одесского разлома на обеих моделях также сходна: поверхность мантии резко поднимается, восточный борт имеет более пологое залегание, в верхней части фундамента отмечены снижение плотности и скорости. Совпадение параметров глубинного строения, полученных по различным методикам, свидетельствуют об устойчивости решения вопроса о структуре земной коры и верхней мантии данного участка.

**Структура земной коры и верхней мантии.** Большая часть профиля (ПК 65—185) в структурно-тектоническом отношении принадлежит Каркинитскому прогибу (см. рис. 4). Этот участок отмечается мощным осадочным чехлом — толщина мезо-кайнозойских отложений превышает 10 км. Поверхность мантии согласно данным проведенного гравитационного моделирования залегает на глубине 36,7 км. По скоростным и плотностным характеристикам ука-

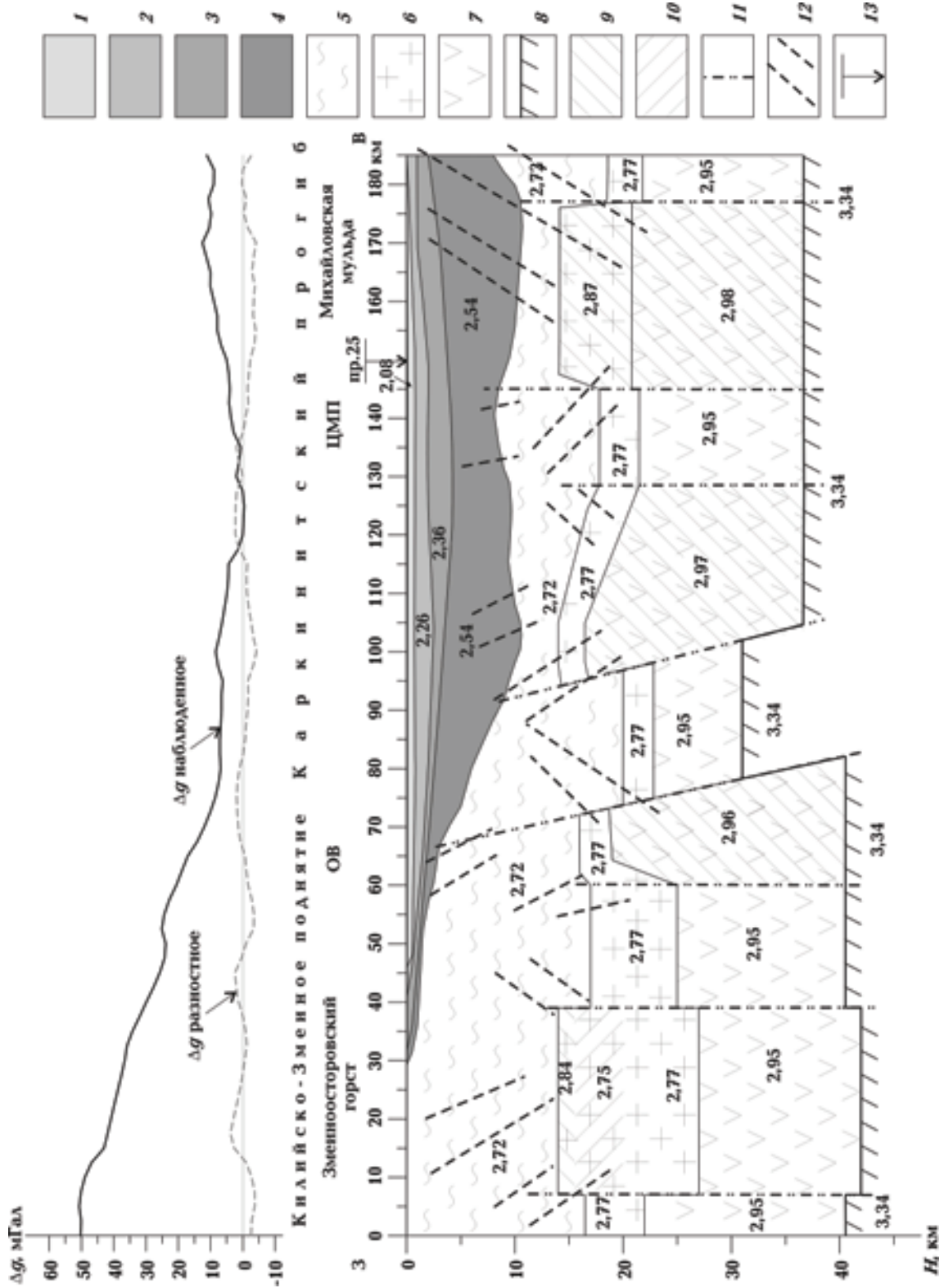


Рис. 6. Двумерная плотностная модель вдоль профиля ГСЗ № 26. Значения  $\rho$  даны в  $\text{г}/\text{см}^3$  (ОВ — Одесский вал; ЦМП — Центрально-Михайловское поднятие): 1—3 — структурные горизонты кайнозойского осадочного чехла [Туголесов и др., 1985] (1 — антропоген—неоген, 2 — майкопская серия, 3 — палеоген); 4 — отложения мелового возраста [Безверхов, 1988]; 5 — складчатое основание; 6 — “гранитный” слой; 7 — “базальтовый” слой; 8 — поверхность мантии; 9 — уплотненные блоки; 10 — разуплотненный блок; 11 — разломы, выделяемые на плотностной модели; 12 — разломы, полученные по результатам томографической инверсии; 13 — положение секущего профиля ГСЗ.

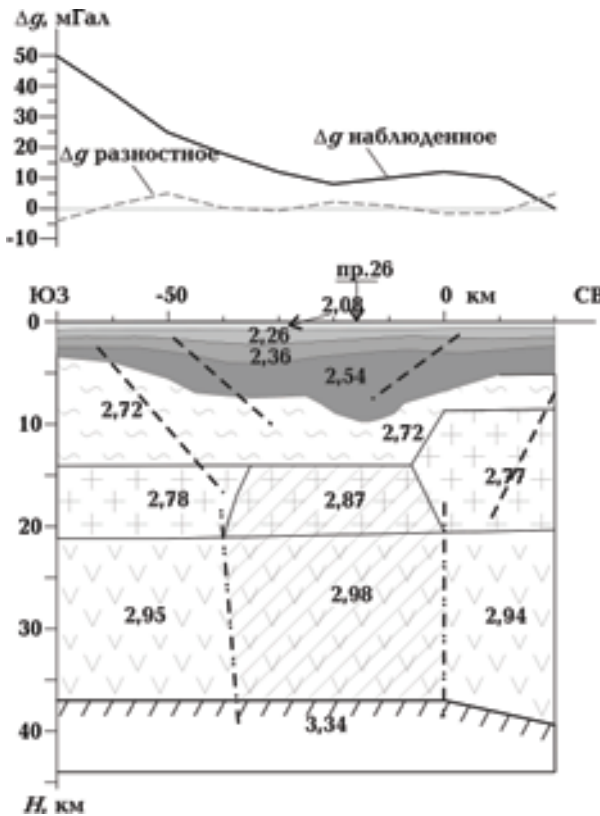


Рис. 7. Фрагмент гравитационной модели вдоль профиля ГСЗ № 25, согласованный с разрезом по профилю № 26 ( $\rho$ , г/см<sup>3</sup>). Условные обозначения см. на рис. 6.

званная часть разреза подразделяется на ряд блоков, наиболее протяженные из которых приурочены к погружениям поверхности складчатого основания по обе стороны от Центрально-Михайловского поднятия.

При исследовании глубинного строения земной коры шельфа Черного моря по профилю ГСЗ № 25, который пересекает Михайловскую мульду поперек ее оси, было предположено, что высокоскоростная аномалия в средней части коры может являться отображением "осевой дайки" [Козленко и др., 2009], присущей рифтогенным структурам. В таком случае на профиле 26, который проходит вдоль Каркинитского прогиба, подобный элемент должен проследиваться под всей депрессией. Однако на томографическом разрезе (см. рис. 3) на глубинах 20—25 км аномалии скорости в виде замкнутых изолиний  $V_p = 7,5$  и  $8,0$  км/с расположены соответственно на ПК 100—125 и ПК 150—160, т. е. конкретно под впадинами домелового фундамента (см. рис. 4). Сопоставление плотностных моделей продольного (профиль

№ 26 — рис. 6) и поперечного (профиль № 25 — рис. 7) сечений Михайловской мульды показывает, что в ее основании лежит шток вулканического происхождения размером  $32 \times 40$  км. Таким образом, "осевая дайка" в основании Каркинитского прогиба представлена отдельными вулканическими внедрениями, возникшими, вероятно, под действием различных центров тектономагматической активизации.

Различия в скоростных характеристиках обеих впадин (см. рис. 3) являются отражением разного строения фундамента. Под западной депрессией зона высоких скоростей имеет практически постоянные значения от 18 км до низов разреза (кривая 5 на рис. 5), поэтому в плотностной модели она представлена единым блоком с плотностью  $2,97$  г/см<sup>3</sup> (ПК 95—125 на рис. 6). Кровли как "гранитного", так и "базальтового" слоев кристаллической коры изогнуты, образуя куполообразную структуру, вершина которой находится под местом наибольшего прогиба домелового фундамента. В Михайловской мульде высокоскоростной участок характеризуется нарастанием значения  $V_p$  (кривая 7 на рис. 5), в соответствии с этим высокоплотностной блок разделился на два этажа со значениями  $\rho = 2,87$  и  $2,98$  г/см<sup>3</sup> (ПК 140—175 на рис. 6). Поверхности нижнего и среднего этажей консолидированного фундамента горизонтальны. Исходя из указанных особенностей строения, можно сделать вывод, что западная впадина возникла в результате внедрения мантийного вещества только в нижнюю часть коры, приподнявшего над собой "гранитный" слой. В восточной депрессии магматические выплавки, возможно из-за повышенной трещиноватости пород, проникли в средний этаж фундамента, редуцировав и его.

Следует отметить, что в пределах Михайловской мульды в гравитационной модели (см. рис. 6) не нашло отражение некоторое снижение значений  $V_p$  на глубинах 21—26 км, отмеченное на томографическом разрезе (кривая 7 на рис. 5). Зоны низких скоростей возникают в случае, когда градиент температур превышает определенный порог, а давление не способно компенсировать нарушение минеральной среды [Корчин, 2009]. Поскольку данный район находится в зоне воздействия Тарханкутской аномалии теплового потока [Старостенко и др., 2005, рис. 10], отмеченная инверсия скорости, скорее всего, имеет термодинамическую природу, т. е. не связана с изменением вещественного состава и поэтому не сопровождается изменением плотности.

По результатам исследований можно сделать вывод, что Каркинитский прогиб сформировался под воздействием отдельных центров рифтогенеза. На это указывают разная ориентировка осей восточной и западной впадин (см. рис. 4), различия в конфигурации границ и значений с высокоплотностных блоков под этими депрессиями (см. рис. 6). Разделяющее их Центрально-Михайловское поднятие (ПК 130—145) по структуре коры сходно с северо-западной прибрежной зоной Тарханкутского полуострова (восточнее ПК 175) — участки с обеих сторон от Михайловской мульды на гравитационном разрезе имеют практически одинаковое строение. Следовательно, Центрально-Михайловское поднятие является останцом консолидированной коры Скифской плиты, не затронутым тектономагматической активизацией. Небольшое понижение скорости в пределах Центрально-Михайловского поднятия на томографической модели из работы [Гобаренко, Егорова, 2010, рис. 5, а, б] свидетельствует о том, что разделение центров рифтогенеза прослеживаются в мантии на глубину до 45 км.

В средней части профиля выделяется блок, строение которого резко отличается от всех остальных как на томографическом разрезе (ПК 75—100 на рис. 3), так и в плотностной модели (ПК 70—95 на рис. 6). Левая граница данного участка совпадает с положением Одесского разлома на рис. 4. На томографическом разрезе (см. рис. 3) этот блок характеризуется куполообразным подъемом изолинии 8,0 км/с, над которым изолинии 5,5—7,5 км/с заглублены. На плотностной модели (см. рис. 6) границы данного участка, в отличие от всех остальных, наклонны с падением в восточном направлении, причем расстояние между ними в нижней части на 1,5 км больше, чем в верхней, поскольку правый борт более пологий. Подошва складчатого основания залегает на глубине 20 км, поверхность мантии — на 31 км и, соответственно, "гранитный" и "базальтовый" слои обладают аномально малой мощностью. Такое сочетание погружения кровли и воздымания подошвы кристаллического фундамента характерно для рифтов [Рамберг, Морган, 1984]. То, что подошва мелового осадочного чехла не образует в этом интервале локального прогиба, свидетельствует о значительном возрасте рифтогенеза данной структуры. Описанные особенности позволяют отождествить выделенный блок с зоной Одесского разлома, который является раннепротерозойским прото-

рифтоидом, возникшим на месте позднеархейского чарнокит-гранулитового пояса [Геология ..., 1987]. Следовательно, поправка, которую пришлось внести в первичные наблюдаемые географы на ПК 88 (см. раздел "Сейсмотомографический разрез вдоль профиля"), объясняется динамическим фактором — поглощением сейсмической энергии в тектонически ослабленной зоне.

Западная часть профиля (от ПК 0 до ПК 70) расположена в пределах Килийско-Змеинового поднятия (см. рис. 4). Для этого участка характерно выклинивание мезо-кайнозойского стратиграфического комплекса (от нижнего мела до антропогена включительно). Участок профиля в диапазоне ПК 60—70 пространственно относится к южному борту Одесского вала. Этот блок по своим скоростным (см. рис. 3 и 5) и плотностным (см. рис. 6) характеристикам сходен с западной депрессией Каркинитского прогиба. Различие заключается в том, что в пределах склона Одесского вала подошва складчатого основания и поверхность мантии залегают глубже, а "базальтовый" слой имеет несколько меньшую плотность, чем к востоку от Одесского разлома. Схожесть глубинного строения и зеркальная конфигурация поверхностей "гранитного" и "базальтового" слоев по обе стороны разломной зоны могут указывать на то, что оба ее борта были преобразованы под действием единого импульса вулканической активности, центр которого находился под Западно-Каркинитской впадиной. Подтверждением этому служат карты по подошвам нижне- и верхнемеловых отложений [Безверхов, 1988, рис. 23 и 34], на которых участок ПК 60—70 является центриклиналью Западно-Каркинитской депрессии. Кроме того, в работе [Геология ..., 1987, рис. 48] отмечено, что в верхнем мелу на данном интервале профиля существовала отдельная впадина, наличие которой могло быть вызвано воздействием самостоятельного центра тектономагматической активности.

Поскольку Одесский разлом является древним авлакогеном и подошва коры к началу тектонической активизации располагалась на более высоком гипсометрическом уровне, чем в прилегающих районах, магматическая деятельность в его пределах ограничилась мантией, не затронув кристаллического фундамента и не изменив в нем плотности.

Блок на ПК 10—40 относится к Змеиноостровскому горсту. По результатам томографии он отличается повышенными значениями  $V_p$  на глубине 13,5—15,5 км (см. рис. 3) и явно выра-



женной зоной инверсии скорости на 15,5—23,0 км (кривая 1 на рис. 5). В плотностной модели (см. рис. 6) данный участок обладает мощностью, характерной для типично континентальной коры — более 40 км. В "гранитном" слое отмечаются зоны с повышенной и пониженной плотностями, соответствующие указанным аномалиям волновой картины. Происхождение подобных участков низких скоростей в коре в настоящее время недостаточно определено. Их возникновение может быть связано с тектоническими нарушениями (трещиноватостью), обводнением пород и рядом других причин [Корчин, 2009]. Однако залегание зоны с повышенной скоростью и плотностью непосредственно над аномалией с пониженными значениями этих параметров позволяет предположить, что инверсионное строение этого блока связано с особенностями дифференциации минеральных ассоциаций интрузий при охлаждении — увеличением в нижней части расплава концентрации низкотемпературных (менее плотных) компонентов после выкристаллизации высокотемпературных (соответственно более плотных) [Оронецкий, 1990].

Участки по обе стороны от Змеиноостровского горста (ПК 0—10 и 40—55) характеризуются сходной структурой и имеют по сравнению с данным поднятием уменьшенную мощность "гранитного" слоя и приподнятую на 1,5 км подошву коры. От не затронутых тектонической активизацией блоков в пределах Каркинитского прогиба (ПК 130—145) и прибрежной зоны Тарханкутского полуострова (ПК 178—185) указанные блоки отличаются почти в два раза большей толщиной второго этажа консолидированного фундамента и залеганием поверхности мантии почти на 4 км глубже.

Совмещение гравитационной модели с характерными особенностями волновой структуры показывает, что парные оси ундуляций скорости, выделенные на томографическом разрезе, приурочены к границе "гранитного" и метаморфического слоев по бокам блоков повышенной плотности. С каждым таким участком связаны две направленные вовне пары осей на верхушках боковых граней и одна пара практически над центром блока. Внедрение интрузива вызывает подъем вышележащих слоев, которые в результате изменения конфигурации испытывают разрывные деформации, максимум которых приходится по центру свода [Оронецкий, 1990]. Центральные пары осей ундуляций (ПК 20, 105, 165) маркируют, по всей видимости, такие нарушения. Боковые пары осей по

особенностям своего расположения сходны с разломами прогрессивной стадии диапиризма [Кобелев, 2003, рис. 8].

#### **История развития района исследований.**

Строение земной коры и верхней мантии вдоль профиля отображает историю развития района исследований.

Становление Каркинитского прогиба как рифтогена началось на альпийском этапе тектогенеза [Геология ..., 1987]. Поскольку по результатам плотностного моделирования (см. рис. 6) мощность метаморфического слоя на участках с нередуцированной консолидированной корой к востоку от Одесского разлома (ПК 130—145) почти в два раза меньше, чем к западу (ПК 40—60), можно предположить, что первой фазой развития рифта было воздымание поверхности выше уровня моря в результате внедрения мантийного диапира, что привело к денудации складчатого основания. Подтверждением трансгрессии на данном участке Скифской плиты является выклинивание среднеюрских отложений у западного борта Одесской разломной зоны [Безверхов, 1988]. В неокме (берриас—баррем) район современного Каркинитского прогиба начал испытывать погружение. Поздний апт и альб характеризовались усилением этого процесса.

Возникновение блоков с повышенными значениями скорости и плотности в пределах Каркинитского прогиба (см. рис. 6) было обусловлено базальтоидным вулканизмом, сопровождавшим процесс рифтообразования в раннем мелу [Геология ..., 1987]. Растягивание верхних этажей герцинско-киммерийского складчатого основания Скифской платформы в результате диапиризма привело к возникновению разломов, отраженных в виде пар осей ундуляций скорости на томографическом разрезе (см. рис. 3). Последующее проседание фундамента вследствие кристаллизации интрузивов вызвало образование мощного осадочного чехла.

В верхнем мелу опускание распространилось на запад, сформировав в пределах Килийско-Змеинового поднятия узкую мульду, разделившую Одесский и Губкинский валы (рис. 4). На то, что погружение поверхности фундамента в данном районе было связано с рифтогенезом Каркинитского прогиба, указывают общность скоростных и плотностных параметров участков на ПК 60—70 и 100—130 (см. рис. 3 и 6). Несколько меньшее значение  $\rho$  редуцированного "базальтового" слоя в первом из этих блоков объясняется тем, что профиль 26 проходит

по краю указанной мульды, где тектономагматические преобразования были слабее, чем в осевой части.

В конце мела в Каркинитском прогибе продолжались нисходящие движения, а Килийско-Змеиное поднятие начало воздыматься в результате ларамийской фазы складчатости. Данный процесс, скорее всего, привел к образованию Змеиноостровского горста и обусловил его повышенную магматичность, известную по прямым геологическим данным [Тектоника ..., 1988]. На интрузивную активность в пределах этого блока указывают особенности строения средней части коры на ПК 10—40 (инверсии скорости на рис. 3 и плотности на рис. 6), характерные для кристаллизации внедрившегося расплава.

Проведенное плотностное моделирование (см. рис. 6) показало, что Одесская разломная зона не была затронута преобразованиями во время альпийской фазы тектогенеза, что согласуется с выводами [Тектоника ..., 1988] о завершении активности Одесского разлома на байкальском этапе развития земной коры.

**Выводы.** Проведенные исследования выявили сложное блоковое строение земной коры и верхней мантии района исследований. На формирование структур, представленных на профиле № 26, активное воздействие оказали тектонические действия, сопровождавшиеся про-

цессами рифтогенеза — внедрением мантийного вещества в нижнюю и среднюю части коры, сопровождавшимся разломообразованием.

Результаты подбора плотностной модели показали, что Северо-Добруджинский (Килийско-Змеиное поднятие) и Северо-Причерноморский (Каркинитский прогиб) сегменты Скифской плиты имеют различное строение консолидированной коры, что, вероятно, связано с различным протеканием процессов альпийской тектонической активизации.

Линией раздела между Придунайским и Одесско-Джанкойским мегаблоками является Одесский разлом. Прделанная работа подтвердила его типично рифтовое строение и выявила погружение в восточном направлении. Наклонное положение разломной зоны может свидетельствовать о существовании горизонтальных движений на границе указанных участков Скифской плиты.

Различия в параметрах высокоплотностных блоков свидетельствуют о существовании в пределах Каркинитского прогиба двух источников магматической активности с различным характером протекания процессов, центры которых расположены под Михайловской мульдой и у восточной границы Одесской разломной зоны. Второй центр, скорее всего, являлся источником тектонических изменений, затронувших восточный край Килийско-Змеиного поднятия.

### Список литературы

- Баранова Е. П., Егорова Т. П., Омельченко В. Д. Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28 и 29 в Черном и Азовском морях // Геофиз. журн. — 2008. — 30, № 5. — С. 124—144.
- Безверхов Б. Д. Тектоника мезо-кайнозойского осадочного чехла на северо-западе Черного моря, как основа прогнозирования нефтегазопоисковых работ (по материалам сейсморазведки): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Одесса, 1988. — 205 с.
- Геология шельфа УССР. Тектоника / Отв. ред. В. Б. Соллогуб. — Киев: Наук. думка, 1987. — 152 с.
- Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР / Под ред. С. И. Субботина. — Киев: Наук. думка, 1969. — 247 с.
- Гобаренко В. С., Егорова Т. П. Структура литосферы и геодинамика Западно- и Восточно-Черноморской впадин // Физика Земли. — 2010. — № 6. — С. 49—66.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины / Отв. ред. Ю. Д. Буланже. — Москва: Наука, 1975. — 358 с.
- Коболев В. П. Геодинамическая модель Черноморской мегавпадины // Геофиз. журн. — 2003. — 25, № 2. — С. 15—35.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В. Методика плотностного моделирования тектоносферы зон перехода океан—континент сдвигового типа на примере Гвинейского краевого плато // Геофиз. журн. — 2008. — 30, № 2. — С. 75—82.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В., Лысынчук Д. В. Глубинное строение земной коры западной части Черного моря по результатам комплексной переинтерпретации геофизических данных по

- профилю ГСЗ № 25 // Геофиз. журн. — 2009. — **31**, № 6. — С. 77—91.
- Козленко Ю. В., Корчагин І. М., Михайлюк С. Ф. Програмний комплекс обробки та інтерпретації гравіметричних і магнітометричних даних і аномалій геоїду // Бюл. УАЦ. — 1997. — Вип. 1. — С. 245—250.
- Корчин В. А. Термобарическая упругая неоднородность земной коры и динамика ее изменения // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле: Матер. X Междунар. конф. памяти проф. Ю. С. Геншафта. — Москва: Изд-во РАН, 2009. — С. 190—193.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы: молодые платформы и Альпийский складчатый пояс / Гл. ред. А. В. Чекунов. — Киев: Наук. думка, 1994. — 331 с.
- Орловецкий Ю. П. Мантийный диапиризм. — Киев: Наук. думка, 1990. — 172 с.
- Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направления эволюции континентальных рифтов // Докл. 27-го Междунар. геологического конгресса. — Москва: Наука, 1984. — **7**. — С. 78—109.
- Сейсмогравитационное моделирование при изучении литосферы / Отв. ред. В. И. Старостенко, Я. Шванцара. — Киев: Наук. думка, 1994. — 292 с.
- Старостенко В. И., Макаренко И. Б., Легостаева О. В., Русаков О. М., Пивоваров В. Л., Мельничук П. Н. Плотность осадочных комплексов Черного моря // Геофиз. журн. — 2003. — **25**, № 2. — С. 54—69.
- Старостенко В. И., Макаренко И. Б., Русаков О. М., Пашкевич И. К., Кутас Р. И., Легостаева О. В. Геофизические неоднородности литосферы мегавпадины Черного моря // Геофиз. журн. — 2010. — **32**, № 5. — С. 3—20.
- Старостенко В. И., Пашкевич И. К., Макаренко И. Б., Русаков О. М., Кутас Р. И., Легостаева О. В. Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря // Геофиз. журн. — 2005. — **27**, № 2. — С. 195—207.
- Тектоника Северного Причерноморья / Отв. ред. И. И. Чебаненко. — Киев: Наук. думка, 1988. — 164 с.
- Трипольский А. А., Шаров Н. В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. — Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2004. — 159 с.
- Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Хахалев Е. М. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. — Москва: Недра, 1985. — 215 с.
- Хрящевская О. И., Стомба С. Н., Стифенсон Р. А. Одномерное моделирование истории тектонического погружения Черного (северо-западный шельф) и Азовского морей в мелу — неогене // Геофиз. журн. — 2007. — **29**, № 5. — С. 28—49.
- Hole J. A. Non-linear high-resolution three-dimensional seismic travel time tomography // J. Geophys. Res. — 1992. — **97**. — P. 6553—6562.
- Monograph on the Black Sea / Ed. I. R. Finnetti // Bull. geofis. teor. applic. — 1988. — **30**, № 117—118. — 324 p.
- Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform / Eds M. Sosson et al. — London: Geological Soc., Spec. Publ., 2010. — **340**. — 512 p.