

Скоростная структура верхних этажей мантии бассейна Черного моря

© В. С. Гобаренко¹, Т. Б. Яновская², 2011

¹Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

Поступила 5 мая 2010 г.

Представлено членом редколлегии В. П. Коболевым

За даними щодо відхилу часів пробігу *P*-хвиль від землетрусів усередині і на периферії Чорного моря, які зареєстровані сейсмічними станціями на узбережжі, оцінено латеральні варіації швидкостей в мантийній літосфері Чорноморського басейну до глибини 80 км. До вхідних даних внесено поправки за вплив кори, що дало змогу отримати точнішу інформацію про швидкісну структуру у верхах мантиї. Для розрахунків швидкостей використано методику сейсмотомографії, яка полягає у розбитті середовища на чарунки і в знаходженні поправок до швидкості в них. У структурі верхніх поверхів мантиї басейну Чорного моря виявлено нові особливості, які відображають історію формування і розвитку западини. Показано, що Чорноморський басейн не є єдиним блоком, у ньому виділено дві западини, що розрізняються за своєю швидкісною будовою і орієнтацією, які розділені зоною з нижчими швидкостями, західна частина якої збігається із Західнокримським розломом, а східна — з глибинним Трансчорноморським розломом.

Lateral velocity variations in the mantle lithosphere of the Black Sea basin down to the depth of 80 km were estimated from travel time residuals of *P*-waves recorded at the coastal stations from earthquakes within and around the Black Sea. The observed data were corrected for the crust structure that allowed us to get more accurate information on the velocity distribution in the mantle lid. We applied the tomography method in which the 3D region under study was divided by cells and velocity correction in each cell was estimated. Some new features of the mantle lid structure have been found which reflect history of formation and evolution of the Black Sea depression. It has been shown that the Black Sea basin is not a single block: it consists of two different depressions distinguished by the velocity structure and orientation. They are separated by a low-velocity zone, western and eastern parts of which coincide with the West-Crimean fault and the Trans-Black Sea fault correspondingly.

Введение. Бесспорно, Черное море является одним из наиболее хорошо изученных разными геофизическими методами регионом [Маловицкий, Непрочнов, 1972; Буланже и др., 1975; Чекунов, 1987; Монограф ..., 1988; Белоусов, Вольвовский, 1989; Вольвовский, Старостенко, 1996] и вместе с тем до сих пор непознанным. Проблема образования и эволюции, ключевые вопросы внутреннего строения и сегодня вызывают огромный интерес и дискуссионные споры.

На современном этапе достигнут значительный прогресс в изучении осадочного чехла и

земной коры Черного моря [Туголесов и др., 1985; Белоусов и Вольвовский, 1989; Starostenko et al., 2004; Баранова и др., 2008]. По структуре земной коры в пределах Черного моря выделяются две впадины — Западно- и Восточно-Черноморская (ЗЧВ и ВЧВ) с тонкой высокоскоростной корой океанического типа, перекрытые мощным слоем осадков (12—14 км). Впадины разделены поперечным Центрально-Черноморским поднятием (ЦЧП), протянувшимся от материкового склона Крыма до побережья Турции. Однако надежной информации о строении верхних этажей мантии крайне мало

и она характеризуется недостаточной детальностью, что является одной из причин, тормозящих решение не только геодинамических, но и структурно-вещественных задач в регионе.

Предлагаемая статья продолжает работы по изучению структурных особенностей Черноморской впадины методами сейсмотомографии. В работе [Гобаренко, Егорова, 2008] получены первые результаты по распределению скоростей распространения P -волн Черноморского региона в наиболее интересном и малоизученном подкоровом интервале глубин (до 60 км). В то же время эти результаты требуют некоторого пересмотра и уточнения по двум причинам.

Первая причина заключается в том, что кинематика волн, распространяющихся в верхних слоях мантии отражает особенности строения как мантии, так и коры. Как известно, Черноморская впадина — регион с существенным изменением структуры коры и, прежде всего, ее мощности (толщина коры резко уменьшается от 35—40 км на периферии до 20—25 км в глубоководной части). Такие перепады мощности коры значительно влияют на результаты томографических расчетов в мантии при использовании одномерной референтной модели с фиксированной мощностью коры. Аномальные градиентные зоны на срезе $H = 40$ км [Гобаренко, Егорова, 2008, рис. 6, а] сильно коррелируют с областями резкого изменения мощности коры. Именно поэтому целесообразно разделить коровую и мантийную составляющие поля аномалий времен пробега объемных волн. В настоящей статье эта процедура сводится к расчету отрезков пути и времени пробега волны в коре и мантии с учетом мощности коры на трассе очаг—станция. Таким образом, в качестве исходной информации для расчета поля скоростей в мантии использовались данные о временах пробега P -волн по отрезкам лучей, проникающим в мантию, глубже некоторой заранее выбранной границы. Такая процедура позволила вычестить из поля аномалий времен пробега составляющую, отвечающую за изменение мощности коры в Черноморской впадине и получить данные, характеризующие структурные неоднородности в верхней мантии.

Второй важный аспект связан с использованием методики сейсмотомографии. Метод сейсмотомографии, основанный на формализме Бэйкуса — Гильберта [Гобаренко и др., 1986], имеет особенности, не позволяющие найти решение полностью для всего региона

исследований, имеющего разнонаправленные тектонические элементы. Необходимость делить данные и искать решение для отдельных участков, которые затем приходится состыковывать и согласовывать, приводит к некоторой потере информации и усложнению процедуры расчетов, а также не дает возможность полностью автоматизировать процесс вычислений. В связи с этим в настоящей статье использована известная методика лучевой томографии, которая сводится к нахождению поправок к скорости в ячейках, на которые разбивается среда, по невязкам времен пробега относительно некоторой референтной модели.

Ниже излагаются подходы к решению этих двух проблем и обсуждаются результаты расчетов скоростных аномалий. В предлагаемом исследовании использовался тот же исходный сейсмологический материал о параметрах землетрясений и временах пробега P -волн, что и в работах [Гобаренко, Егорова, 2008; 2010], что позволило сравнить полученные скоростные неоднородности. Результаты исследований строения верхней мантии в районе Черного моря и его окружения, выполненные на основе указанных усовершенствований методики, могут явиться базой для решения фундаментальных геологических и геодинамических задач.

Методика. Для получения распределения скоростей в верхних этажах мантии Черного моря использовалась стандартная методика лучевой томографии, заключающаяся в определении поправок к скорости в ячейках, на которые разбивается среда, по невязкам времен пробега относительно заранее выбранного начального распределения скорости.

Область среды в прямоугольных координатах x, y, z делится на ячейки плоскостями $x_i = \text{const}, y_j = \text{const}, z_k = \text{const}$. В начальном приближении предполагается, что скорость зависит только от глубины линейно: $V_0(z) = V(0)(1 + \alpha z)$. В каждой из ячеек ищется поправка к скорости, постоянная внутри ячейки. Задача решается в линейном приближении, так что временная невязка для каждой трассы определяется из системы уравнений

$$\delta t_i = \sum \tau_{ik} m_k, \quad (1)$$

где τ_{ik} — время пробега вдоль i -го луча через k -ю ячейку, m_k — относительная поправка к средней скорости в k -й ячейке. Суммирование проводится по тем ячейкам, которые пе-

ресекает луч. Задача, таким образом, сводится к решению линейной системы (1). Такой подход в общем хорошо известен, однако, при его реализации для решения поставленной задачи — оценки латеральных вариаций скорости в верхней мантии Черноморского региона — возникает ряд специфических особенностей, на которых остановимся ниже.

Прежде всего, следует заметить, что размеры исследуемого региона (около 700 км по широте и более 2000 км по долготе) не позволяют рассматривать исследуемую область в прямоугольных координатах. К сожалению, способа трансформации трехмерной сферической области в прямоугольную, который бы сохранял инвариантность времен пробега волн, не существует — можно либо сферическую поверхность (двумерную) преобразовать в плоскость [Яновская, 1982], чем обычно пользуются в поверхностно-волновой томографии, либо круговую область (r, θ) преобразовать в прямоугольную (x, z) [Гервер, Маркушевич, 1967]. Для исследуемого региона размеры области по глубине (до 100 — 120 км) оказываются, во-первых, значительно меньше, чем по латеральным координатам, а во-вторых, значительно меньше радиуса Земли, так что в первом приближении сферичностью области в направлении глубины можно пренебречь, т. е. эту область можно считать тонким сферическим слоем и соответственно не преобразовывать координату z (глубину). Преобразование же сферических координат (θ, φ) и скорости в прямоугольные координаты (x, y) производится так же, как и в случае поверхностных волн [Яновская, 1982]:

$$\begin{aligned} x &= R\varphi, y = R \ln \operatorname{tg}(\theta/2), V(x, y) = \\ &= v(\theta, \varphi) / \sin \theta. \end{aligned} \quad (2)$$

При таком преобразовании времена пробега сохраняются. Чтобы геометрия области не слишком искажалась при таком преобразовании, географические координаты трансформируются в сферические с новым полюсом так, чтобы рассматриваемая сферическая область оказывалась вблизи экватора.

Таким образом, преобразованная из сферической системы область представлялась параллелепипедом, который разбивался плоскостями $x = x_i$ ($i = 1, n_x$), $y = y_j$ ($j = 1, n_y$), $z = z_k$ ($k = 1, n_z$) на $N = (n_x - 1)(n_y - 1) \times (n_z - 1)$ прямоугольных блоков.

Решение линейной системы (1) строилось методом сингулярных разложений (SVD). Мат-

рица системы уравнений (1) A размером $N \times M$ (N — число уравнений, M — число неизвестных) представлялась в виде сингулярного разложения $A = U \Lambda V^T$. В методе SVD решение линейной системы $Ax = y$ определяется псевдообратным оператором

$$\begin{aligned} \mathbf{x} &= A^* \mathbf{y}, A = U \Lambda V^T, \\ A^* &= V \Lambda^{-1} U^T. \end{aligned} \quad (3)$$

Матрица разрешения определяется как $R = V V^T$. Регуляризация в этом методе осуществляется занулением малых сингулярных чисел, тем самым уменьшая ранг матрицы, что приводит к увеличению сглаженности решения и уменьшению дисперсии. Отличие этой матрицы от единичной определяет оценку разрешения. Разрешение i -го параметра определялось как квадратичное отклонение i -й строки матрицы разрешения от соответствующей строки единичной матрицы, т. е.

$$s_i = \sum_j (R_{ij} - \delta_{ij})^2, \quad (4)$$

где δ_{ij} — символ Кронекера. Всегда можно выбрать пороговое значение S_{lim} , выше которого решение считается неразрешенным. Соответственно полученные значения параметров, которым соответствует $S_i > S_{\text{lim}}$, не учитываются в окончательном решении. Погрешности параметров (их дисперсии) определяются диагональными элементами матрицы $V \Lambda^{-2} V^T$.

Скоростные поправки в ячейках, для которых $S_i < S_{\text{lim}}$, относились к центрам ячеек по координатам x и y , которые затем трансформировались обратно в географическую систему координат. В результате получалась сетка скоростей, по которой и строились карты.

Корректировка исходных данных. Исходными данными для томографических расчетов служат времена пробега продольных волн от очагов к станциям, расположенным внутри исследуемого региона. В работе использовались те же исходные сейсмологические данные о параметрах землетрясений и временах пробега, что и в предыдущих исследованиях [Гобаренко, Егорова, 2008; 2010]. Одной из основных задач, которые выполнялись на этапе подготовки данных, была процедура выбора и релокации сейсмических источников. Всего для расчетов было отобрано 88 землетрясений, их уточненные параметры и соответствующие магнитуды приведены в работе [Гобаренко, 2008]. Черноморская впа-

дина окружена активными сейсмическими структурами, при этом выделяются три основные зоны очагов землетрясений — Северо-Анатолийская, Крымско-Кавказская и Центрально-Черноморская зоны [Гобаренко, Егорова, 2008, рис. 2]. На южной окраине в пределах Северо-Анатолийской сейсмической зоны выделяется плотная полоса неглубоких (до 10 км) сильных ($m_b > 6$) землетрясений. Крымско-Кавказская зона характеризуется землетрясениями, происходящими в нижней коре — верхней мантии в интервале глубин 29—38 км. Наиболее сильные из них зарегистрированы вблизи Кавказского побережья. Внутри Черного моря сейсмическая активность значительно меньше, чем структур обрамления. Вместе с тем четко выделяется цепочка землетрясений, приуроченная к ЦЧП с глубинами очагов на границе кора—мантия. В ЗЧВ фиксируются очаги на глубине 22—33 км, тогда как в ВЧВ нет ни одного надежно зарегистрированного землетрясения с $m_b > 3$. Сейсмические станции, зарегистрировавшие указанные землетрясения, расположены вокруг Черного моря, в основном на турецком побережье, на Крымском полуострове, в Болгарии, Румынии, Молдове. Меньше всего станций на Кавказском побережье Черного моря. Общее число станций, использованных в работе, насчитывает 113, общее число трасс 1416 (1378 трасс и времен пробега Pn волн от землетрясений и 38 данных о волнах Pn , зарегистрированных на профиле 25 ГСЗ [Баранова и др., 2008]). Выбор сейсмических станций сделан исходя из условия их максимальной близости к побережью Черного моря с целью исключения влияния подстанционных особенностей в соседних орогенных структурах.

Однако, как уже указывалось выше, использовать непосредственно эти данные для расчетов скоростей в мантии в описанной выше томографической процедуре нельзя, так как наблюдаемые времена пробега содержат также составляющую за счет прохождения низкоскоростной коры как под станцией, так и в окрестности очага. Причем этот вклад будет разным для разных трасс из-за существенных вариаций строения коры в области исследования. Поэтому, прежде всего, следовало исключить влияние коры из этих данных, т. е. разделить коровую и мантийную составляющие поля времен пробега. С этой целью рассчитывались времена пробега волн в коре, которая была взята в соответствии с моделью crust 2.0 [Laske et al., 2000]. На рис. 1 изображена

мощность коры и средняя скорость P -волн в ней.

Для каждой трассы (очаг — станция) времена пробега и концы координат луча приводились к условной границе кора—мантия, которая была принята на глубине 35 км, с учетом мощности слоя и скорости в нем под станцией и в окрестности очага (рис. 2). Это осуществлялось введением поправок, которые зависели от взаимного положения очага h , истинной границы коры H и условной границы 35 км. Для соотношений, приведенных на рис. 2, поправки в области очага определялись по формулам

$$\delta t = \frac{H - h}{V_c \cos \theta_k} + \frac{35 - H}{V_m \cos \theta_m},$$

$$\delta x = (H - h) \operatorname{tg} \theta_k + (35 - H) \operatorname{tg} \theta_m, \quad (5)$$

где V_c — скорость в коре принималась в соответствии с моделью crust 2.0, а V_m — скорость в подкоровом слое задавалась постоянной, равной 7,75 км/с. В формуле (5) θ_c и θ_m — углы, составляемые лучом с вертикалью в коре и в подкоровом слое соответственно. Поправки в окрестности станции определялись по тем же формулам с $h = 0$.

Углы θ_c и θ_m определялись исходя из среднего годографа, по которому определялась зависимость параметра луча от эпицентрального расстояния p (Δ). Годограф аппроксимировался полиномом третьей степени, соответственно p (Δ) — полиномом второй степени следующего вида:

$$p(\Delta) = 0,1266421544 - 2 \cdot 2,377752 \cdot 10^{-6} \Delta + 3 \cdot 6,773775 \cdot 10^{-10} \Delta^2, \quad (6)$$

где Δ определено в км. Начальный разрез ниже границы 35 км был взят в виде линейной функции $V = 7,75 (1 + 0,001 (z - 35))$.

В результате применения описанного способа приведения данных к границе 35 км три трассы, соответствующие коротким эпицентральному расстояниям, были отброшены, так как волны не проникали в мантию. Итого для построения скоростного разреза верхней мантии использовались данные о временах пробега по 1413 трассам.

Результаты расчетов. Поскольку исходные данные содержат случайные ошибки, число оцениваемых параметров должно быть мень-

ше, чем число исходных данных. Иначе говоря, число разбиений исследуемой области на ячейки должно быть меньше количества исходных данных.

Разбиение на блоки выполнялось в соответствии с конфигурацией системы трасс. На рис. 3 приведены проекции трасс на поверхность Земли, из которых видно, что наибольшей густотой трасс отличаются центральная и западная части бассейна Черного моря, в восточной части трассы более редки. Поэтому горизонтальные размеры блоков приняты меньшими в центральной и западной частях территории, более крупными — в восточной. Разбиение территории на блоки в горизонтальных направлениях приведено на рис. 4.

По глубине область исследования делилась на пять слоев, так что общее число блоков оказалось равным 630 ($14 \times 9 \times 5$), что приемлемо, исходя из общего числа данных (1413). В действительности число неизвестных параметров (поправок к скоростям в блоках) было еще меньше (490), так как не все блоки пересекались лучами и они соответственно исключались из решения. Таким образом, по 1413 данным оценивалось 490 параметров. Порогом для приемлемого разрешения в ячейке принималось значение $S_{\text{lim}} = 0,6$, и решение изображалось только в тех областях, где разрешение не превышало этого порога.

Среднеквадратичные ошибки параметров оказались достаточно малы — в среднем они составляли 0,02 км/с и, во всяком случае, не превышали 0,03 км/с, что существенно меньше, чем полученные пространственные вариации скорости. В процессе построения решения производилось автоматическое отбрасывание трасс, для которых остаточные временные невязки превышали 3σ , где σ — среднеквадратичная остаточная невязка. По оставшимся данным решение строилось снова. Такой процесс повторялся до тех пор, пока все остаточные невязки оказывались меньшими 3σ . В результате такого процесса были отброшены 22 трассы. Остаточные невязки можно рассматривать как случайные ошибки, распределенные нормально. На рис. 5 приведены гистограммы исходных и остаточных невязок, а на рис. 6 — остаточные невязки в зависимости от эпицентрального расстояния. Остаточные невязки (см. рис. 5), хотя и остаются довольно большими, распределены близко к нормальному и соответствующая им сред-

неквадратичная невязка (0,93 с) меньше, чем у исходных данных (1,25 с). В то же время распределение исходных невязок заметно отличается от нормального, что обусловлено влиянием вариаций скорости в среде. Видно, что остаточные невязки (см. рис. 6) не зависят от эпицентрального расстояния, что подтверждает правильность выбора начального приближения скоростного разреза и реалистичность полученного решения (в противном случае тренд был бы по эпицентральному расстоянию).

Карты горизонтального распределения относительных вариаций скорости в пяти слоях приведены на рис. 7.

Хотя волны проникают до глубины 110 км, информация о распределении скоростей на больших глубинах очень скудная, так как она дается только данными на достаточно протяженных трассах (см. рис. 6) и относится только к центральной части Черноморского бассейна. Поэтому толщина слоя с глубиной увеличивается и решение для самого глубокого слоя (см. рис. 7, интервал 85—110 км) характеризуется низким разрешением.

Наиболее сильно различается распределение аномальных зон в первых двух слоях (35—45 и 45—55 км). В верхнем слое (35—45 км) выделяется высокоскоростной блок со значением относительной поправки к скорости 0,03—0,05, совпадающий по местоположению и простирающийся с областью максимальной толщи осадков в ВЧВ. К западу от него, в центральной части Черного моря расположена низкоскоростная структура, протягивающаяся от Крыма до Центральных Понтидов с относительным изменением скорости от $-0,03$ до $-0,06$. В ЗЧВ аномалий скоростей не выявлено, за исключением небольшой области пониженных скоростей в центре западной части моря. На более глубоком уровне (45—55 км) наблюдается существенное изменение картины скоростных аномалий. Высокоскоростная аномалия в южной части ВЧВ переориентируется с северо-западной на меридиональную, практически сохранив свою величину. На северной окраине ВЧВ почти параллельно береговой линии Крыма появляется еще одна высокоскоростная аномалия той же величины, отделенная от южной широкой областью отрицательных аномалий ($\delta V/V = -0,02$). Внутри ЗЧВ появляется область слабopоложительных аномалий с $\delta V/V = 0,02 \div 0,03$. С продвижением в

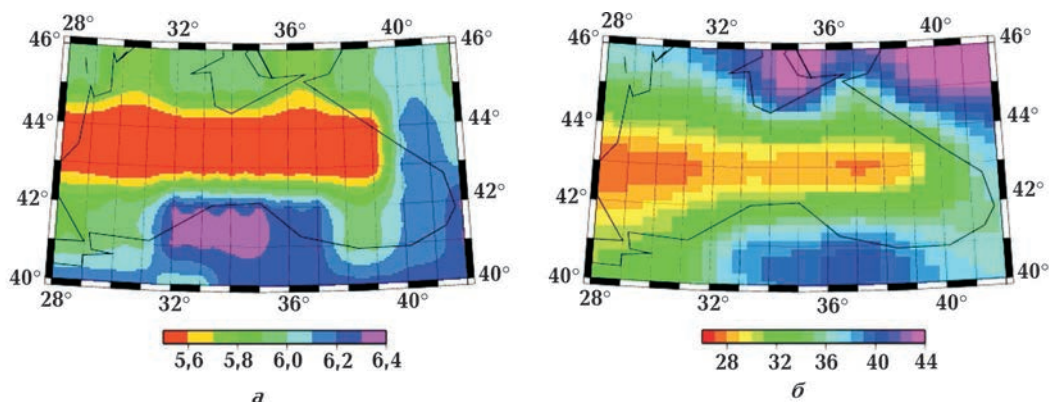


Рис. 1. Средняя скорость V_p , км/с, в коре (а) и глубина границы Мохо, км (б) по модели crust 2.0 [Laske et al., 2000].

глубину (слои 55—70 и 70—85 км) происходит расширение высокоскоростной области в ЗЧВ и увеличение скоростных аномалий. В то же время высокоскоростная аномалия в ВЧВ угасает с глубиной как по площади, так и по величине аномалии, что особенно хорошо выражено в интервале 70—85 км. Такое же изменение скоростных аномалий с глубиной отмечалось в работах [Гобаренко, Егорова, 2008; 2010].

Разрешение в нижних двух слоях (см. рис. 7) очень низкое и решения в них мало различаются, так что представлялось более правильным объединить нижние слои в один, умень-

шив тем самым общее число неизвестных параметров. В этом случае при исключении ячеек, не пересекаемых лучами, число параметров, подлежащих определению, уменьшается до 393. Также желательно было более детально проследить, как меняются горизонтальные вариации скорости с глубиной в верхней части разреза (до глубины 70 км), принимая во внимание, что разделение разреза по глубине на большее число слоев приводит к ухудшению разрешения и появлению ложных аномалий. С этой целью авторы не задавали глубины границ слоев единственным образом, а варьировали их в разных решениях. При фикси-

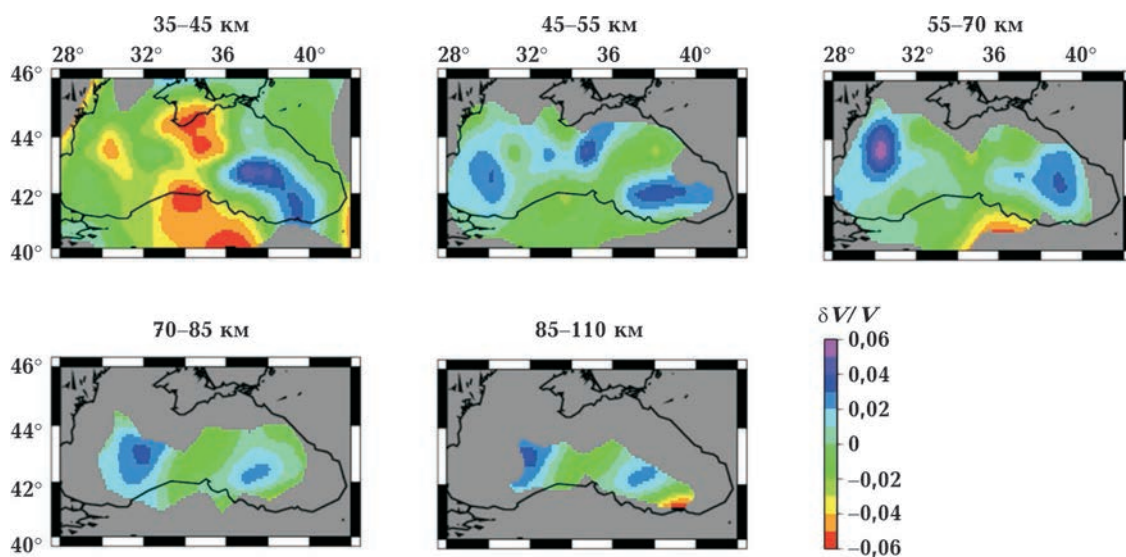


Рис. 7. Распределение относительных вариаций скорости P -волн в различных интервалах глубин в мантии. Серым цветом показаны области недостаточного разрешения.

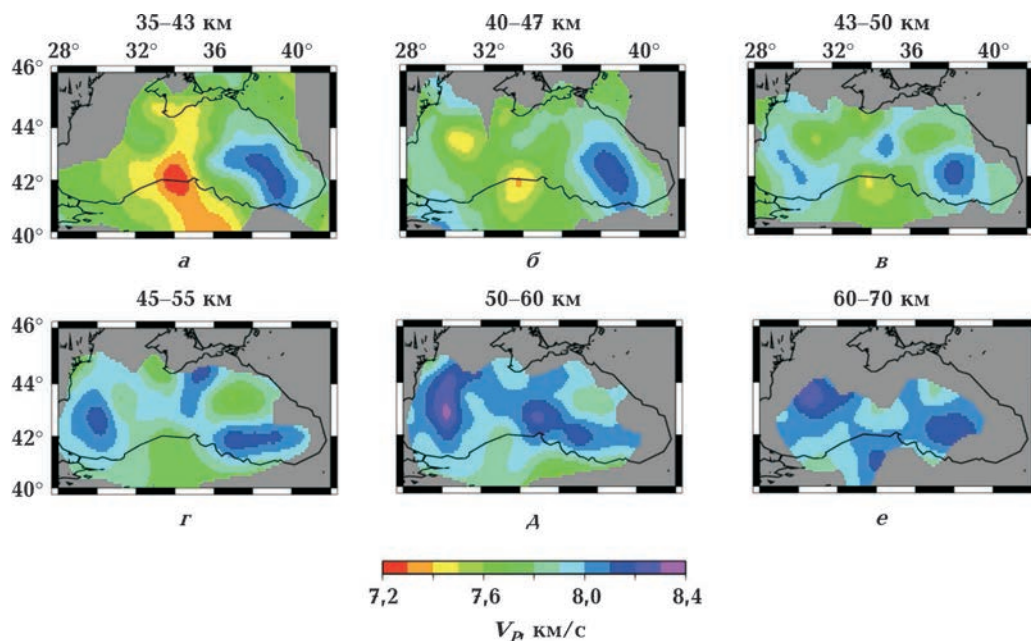


Рис. 8. Распределение скоростей распространения P -волн в верхней мантии Черноморского региона.

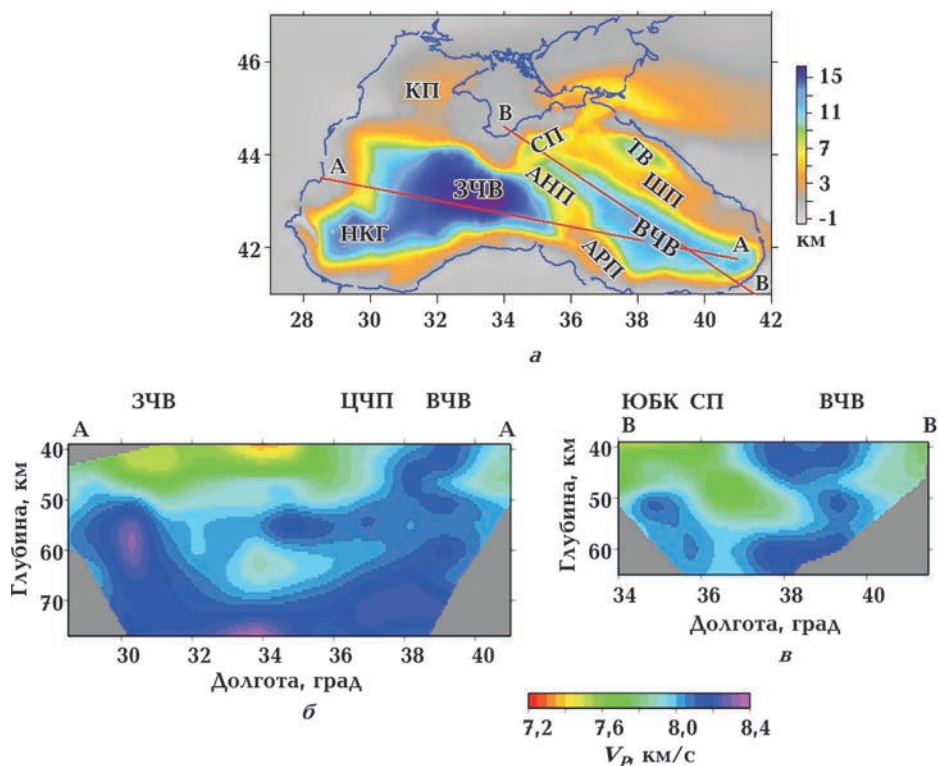


Рис. 9. Положение профилей А—А, В—В на фоне мощности мезо-кайнозойских отложений [Туголесов и др., 1985] (а) и вертикальные скоростные разрезы по этим профилям (б, в). Структуры: ЗЧВ — Западно-Черноморская впадина, ВЧВ — Восточно-Черноморская впадина, АНП — поднятие Андрусова, АРП — поднятие Архангельского, СП — прогиб Сорокина, ТВ — Туапсинская впадина, ШП — поднятие Шатского, КП — Каркинитский прогиб, НКГ — Нижнекамчийский грабен.

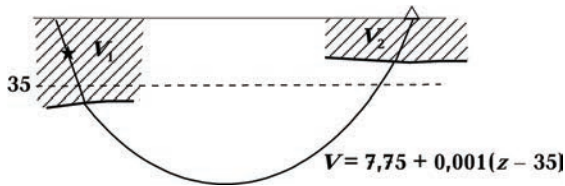


Рис. 2. К выводу поправки годографа за кору и приведения его к границе на глубине 35 км. Звездочкой обозначено положение очага в коре на глубине h , жирная линия определяет истинное положение границы кора—мантия на глубине H , пунктир — условная граница на глубине 35 км, к которой приводятся времена пробега и концы луча.

рованном числе слоев (всего три-четыре до глубины 70 км, нижний слой 70—110 км) решение строилось несколько раз при разных положениях границ верхних трех слоев, чтобы в каждом варианте разбиения был бы один достаточно тонкий слой. Толщину такого тонкого слоя варьировали от 7 до 10 км. Это позволило получить более детальную картину горизонтальных вариаций скорости в верхней части разреза до глубины 70 км. Карты горизонтального распределения абсолютных значений скоростей в шести интервалах, выбран-

ных с перекрытиями (35—43 км, 40—47, 43—50, 45—55, 50—60, 60—70 км), приведены на рис. 8. С возрастанием глубины горизонтальные вариации скорости меняются медленнее и в нижней части разреза толщина слоев увеличена до 10 км.

На представленных картах выявлены существенные различия строения верхней толщи мантии под ЗЧВ и ВЧВ. Скорости 7,9—8,2 км/с, характерные для верхней мантии, наблюдаются в ВЧВ в самой верхней части (рис. 8, а, б), причем зона высоких скоростей вытянута в северо-западном направлении и занимает площадь, совпадающую с максимальным развитием осадочного чехла. Далее с возрастанием глубины (рис. 8, в) эта область высоких скоростей становится довольно неоднородной, видоизменяется и разрывается на две ветви низкоскоростным включением, которое прослеживается почти на весь интервал исследуемых глубин (до 60 км). Южная ветвь высоких скоростей, расположенная под южной окраиной ВЧВ, постепенно меняет отмеченную в верхних горизонтах северо-западную ориентацию на меридиональную (рис. 8, г). Северная ветвь высокоскоростной аномалии начинает выри-

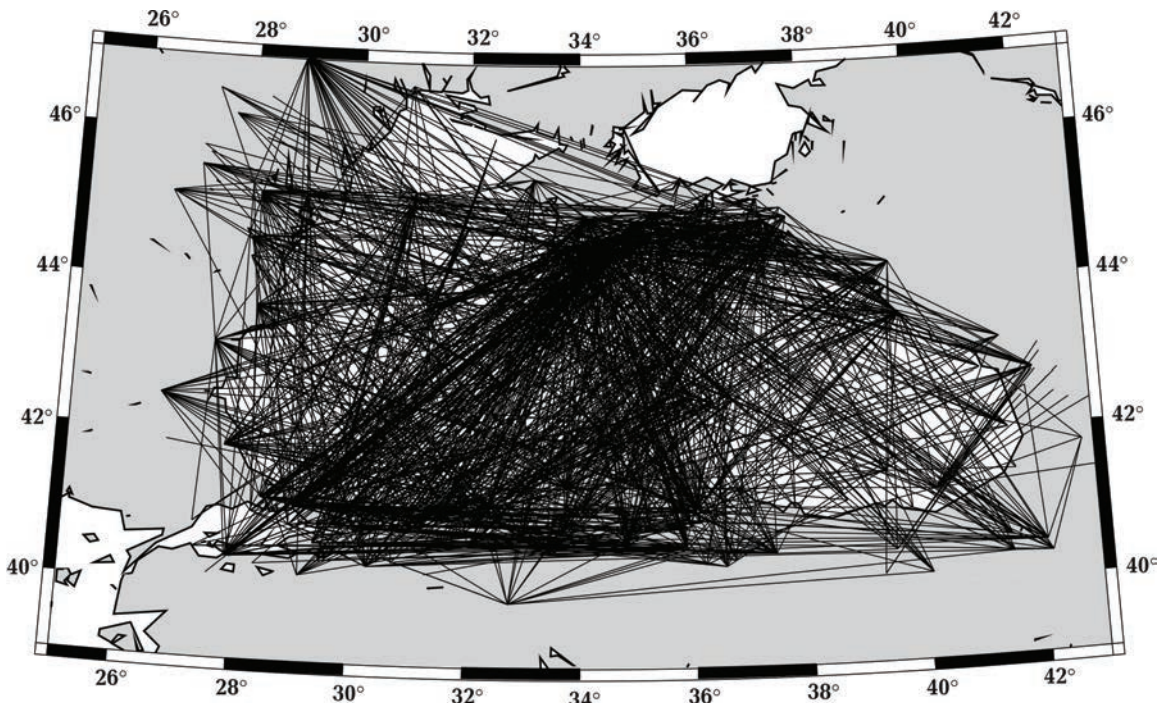


Рис. 3. Проекция на поверхность сейсмических трасс, данные по которым использовались для томографических расчетов.

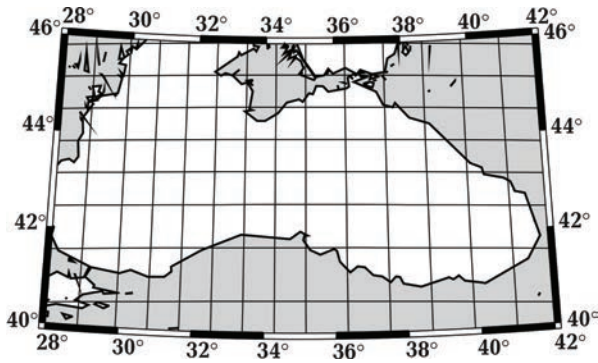


Рис. 4. Проекция на поверхность трехмерной сетки, на которую разбивается исследуемая область.

совываться уже на глубине 40—47 км как область значений 7,8—7,9 км/с, располагаясь почти параллельно береговой линии Южного Крыма. Довольно отчетливой она становится в интервале 43—50 км, значения скорости в ней увеличиваются с глубиной, достигая величины 8,1—8,2 км/с на глубине 45—55 км. Максимальную площадь и наибольшие скорости (до 8,3 км/с) занимает высокоскоростная область в ВЧВ в интервале глубин 50—60 км, при этом только на этих глубинах область наибольших скоростей находится на стыке двух высокоскоростных ветвей.

В отличие от ВЧВ строение ЗЧВ в верхнем слое характеризуется полем пониженных скоростей со значениями 7,6—7,8 км/с. Высоко-

скоростная область появляется постепенно с возрастанием глубины от едва заметной в южной и юго-западных частях ЗЧВ на глубине 40—47 км до максимальной по размерам и величине ($V_p > 8,3$ км/с) в интервале 50—60 км. К северо-востоку от высокоскоростной области располагается низкоскоростная зона с максимальным развитием в центре западной части Черного моря в интервале 40—47 км и уменьшением скорости до 7,4—7,5 км/с. Примечательно, что с севера низкоскоростную зону ограничивает область относительно повышенных скоростей (см. рис. 8, б, в), которая, к сожалению, находится на краю зоны порогового разрешения и выражена слабо. С увеличением глубины область низких скоростей сглаживается и проявляется незначительно.

Центральная часть Черного моря проявляется как область пониженных скоростей, разделяющая ЗЧВ и ВЧВ. Наиболее выразительно она проявилась в верхнем слое 35—43 км в виде полосы низких скоростей, протягивающейся в южном направлении от Крыма до Центральных Понтидов, где скорости уменьшаются до минимальных значений в регионе исследований ($V_p = 7,2 \div 7,4$ км/с). С востока эта область ограничена интенсивным горизонтальным градиентом скорости, где V_p изменяется на 1 км/с, т. е. практически на всю шкалу изменений скорости в регионе. С глубиной низкоскоростное включение постепенно вырож-

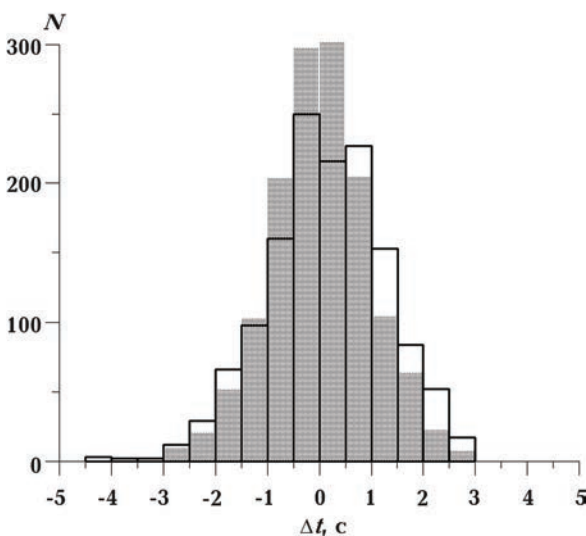


Рис. 5. Гистограммы исходных (сплошная линия) и остаточных (серый цвет) невязок времен пробега P-волн.

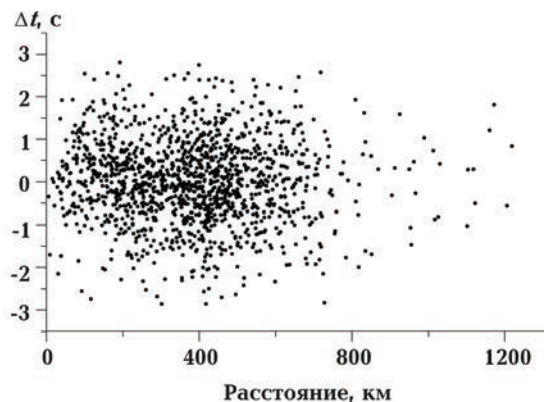


Рис. 6. Распределение остаточных невязок времен пробега P-волн в зависимости от эпицентрального расстояния.

дается, распадаясь на отдельные сегменты (см. рис. 8, г, д), и в интервале 50—60 км обе впадины объединены изолинией скорости 8,0 км/с (см. рис. 8, д).

Наиболее выразительно различия в строении мантийной части литосферы двух впадин видны на вертикальных разрезах (рис. 9).

При построении разреза скорости относились к средней глубине в слое, таким образом исследуемый интервал глубин составляет 39—77,5 км. Положение профилей по отношению к тектоническим элементам Черного моря показано на рис. 9, а. Диагональный профиль А—А (рис. 9, б) пересекает ЗЧВ в ее самом глубоководном месте с максимальной мощностью осадков, ЦЧП в месте сочленения валов Андрусова и Архангельского и южную часть ВЧВ в ее самом широком месте.

ВЧВ вырисовывается как широкий канал на глубине 39—50 км со сравнительно умеренными вариациями скорости P -волн в пределах 8,0—8,15 км/с. В этом же интервале глубин в районе долготы 37° наблюдается вертикально расположенная зона высоких градиентов скорости, которая соответствует восточному ограничению ЦЧП. ЗЧВ представлена на этих глубинах низкоскоростной структурой с небольшим вертикальным градиентом скорости. При этом не наблюдается каких-либо явных признаков перехода от ЗЧВ к ЦЧП, за исключением самого верхнего слоя ($H = 35 \div 43$ км), где отмечается незначительный горизонтальный градиент. Примерно на уровне 50—55 км обе впадины представлены единым блоком со значением скорости на уровне 8,0 км/с. Создается впечатление, что на этом уровне происходит перестройка скоростного поля двух впадин.

Примерно с глубины 50 км в ЗЧВ зарождается аномальная высокоскоростная область, которая с глубиной увеличивается по площади и смещается в центральную часть впадины. Трудно с уверенностью говорить о характере изменения скорости в ВЧВ из-за бедного томографического образа на глубинах больших 60 км. Тем не менее можно констатировать, что здесь отсутствует тенденция увеличения скорости с глубиной и наблюдается небольшое смещение области высоких скоростей в западном направлении.

Второй разрез В—В (рис. 9, в) проведен через ВЧВ, пересекая ее в направлении северо-запад — юго-восток от южного берега

Крыма до Турции. Изменение скоростей можно проследить только до глубины 65 км, при этом разрез в краевых частях получается еще менее информативным. Основной особенностью этого разреза является низкоскоростной канал, выделяемый на фоне высоких скоростей. Поскольку верхняя мантия под прогибом Сорокина характеризуется теми же повышенными скоростями, что и южный сегмент ВЧВ, можно считать их единым блоком. Скорости в нем как вдоль, так и поперек впадины (см. рис. 9, б) во всем интервале глубин изменяются незначительно, находясь в узком коридоре 8,0—8,15 км/с. Область высоких скоростей резко уменьшается на глубине 45—55 км и наблюдается в крайней северной (под прогибом Сорокина) и южной частях ВЧВ. Низкоскоростная неоднородность начинается с глубины 55 км и поднимается вверх, испытывая тренд на северо-запад. В верхней части разреза (до глубины 47 км) это низкоскоростное внедрение занимает широкую область, простираясь от южного берега Крыма на 250 км в сторону моря. Есть слабые указания на то, что этот канал может иметь более глубокие корни, однако это требует дополнительного исследования.

Обсуждение результатов. Основные особенности распределения скорости P -волн в подкоровом слое в Черноморском бассейне совпали с теми, которые были получены в предыдущей работе [Гобаренко, Егорова, 2008], а именно, с наличием высоких скоростей под двумя впадинами (ЗЧВ и ВЧВ) и низкими скоростями под ЦЧП. Сам этот факт находится в согласии с гипотезой изостазии, поскольку кора во впадинах характеризуется низкими скоростями за счет большой мощности осадочного слоя и соответственно низкой плотностью, что должно компенсироваться высокими плотностями в верхней мантии. В то же время в этой работе выявлены неизвестные ранее детали распределения скорости, отмеченные в предыдущем разделе.

Связь поверхностных геологических структур с распределением сейсмических скоростей под ними прослеживается до значительных глубин. В верхах мантии обнаружены неоднородности, сопоставляемые с основными тектоническими структурами Черноморского бассейна — ЗЧВ и ВЧВ и разделяющей их зоной ЦЧП. В то же время различие выявленных скоростных аномалий под ЗЧВ и ВЧВ и

их конфигурация дают возможность судить об особенностях формирования тектонических элементов региона.

Главной особенностью строения ВЧВ является присутствие высоких скоростей ($V_p = 8,0 \div 8,15$ км/с) во всем исследуемом интервале глубин, начиная с глубины 35 км (см. рис. 8, 9). Конфигурация этой высокоскоростной области меняется с глубиной, при этом наблюдается тенденция уменьшения скоростных аномалий. В ЗЧВ картина прямо противоположная: скорости в верхних слоях низкие, они увеличиваются с глубиной, и размеры высокоскоростной области, начиная с глубины 70 км, превышают таковые в ВЧВ. Хорошо также прослеживается и разная ориентация высокоскоростных зон в двух впадинах (см. рис. 8, д). Разное направление градиента скорости в двух впадинах, контрастно изображенное на (см. рис. 9, б), может служить указанием на разные преобладающие движения в процессе их формирования. Так, для ВЧВ, скорее всего, доминирующими можно считать горизонтальные, для ЗЧВ — вертикальные движения.

Таким образом, представленные результаты скоростной структуры верхних этажей мантии Черноморского региона подтверждают основной вывод, сделанный в работе [Гобаренко, Егорова, 2008; 2010] о существенном различии строения литосферы под ЗЧВ и ВЧВ, что объясняется их различным генезисом и историей развития.

Вместе с тем совершенно новым в данном исследовании следует рассматривать выявление низкоскоростного внедрения в ВЧВ, начиная с глубинного слоя 43—50 км на всех уровнях до глубины 60 км. О более глубоком проникновении этой аномалии сказать трудно из-за слабой освещенности этой области лучами на глубине более 60 км. Низкоскоростной канал расположен под северной частью ВЧВ до прогиба Сорокина и занимает секующее положение по отношению к основным геологическим структурам района (Туапсинскому прогибу и валу Шатского). Примечательно то, что низкоскоростная аномалия совпадает с областью резкоаномального магнитного поля в Алуштинско-Батумской аномальной зоне [Маловицкий и др., 1969]. Вблизи нее расположена также зона аномального теплового потока ($q = 50$ мВт/м²) [Кутас и др., 1997]. Если связывать область пониженных скорос-

тей с повышенными температурами, вполне возможно трактовать ее как реликт глубинной магматической камеры с частичным плавлением.

Следует также отметить, что вследствие корректировки данных в представленной скоростной структуре Черного моря в верхах мантии по сравнению с результатами предыдущих исследований не наблюдаются ярко выраженные градиентные зоны. Следовательно, высокоградиентные зоны являются следствием особенностей скоростной структуры коры и, в первую очередь, резкого изменения ее мощности. Таким образом, выполненная в настоящем исследовании процедура обработки сейсмологической информации о временах пробега с целью исключить из исходных данных влияние коры эффективна и необходима.

Единственная высокоградиентная зона, разделяющая высокоскоростную область в ВЧВ от интенсивной меридиональной зоны низких скоростей, протягивающейся от Крыма до Турции, выявляется в самом верхнем интервале глубин (см. рис. 8, а). Можно отметить хорошую корреляцию низкоскоростной зоны с повышенным тепловым потоком [Кобзарь, 1987; Кутас и др., 1997; Hurtig et al., 1992]. Возможно, что западная граница этого низкоскоростного включения трассирует Западно-Крымский разлом, который продолжается в Турцию и разделяет Стамбульский блок от Центральных Понтид [Okay et al., 1994]. Юго-восточная граница контрастной градиентной полосы совпадает с положением вала Архангельского, а в Турции разделяет Восточные и Центральные Понтиды, являясь частью Трансчерноморского (Одесско-Синопского) разлома [Буланже и др., 1975]. Градиентность этого перехода прослеживается до глубины порядка 50—55 км (см. рис. 9, б). Таким образом, оба разлома, с которыми связывается образование Черноморской впадины, имеют свои корни в мантии.

Выводы. На основании результатов проведенного исследования, можно сформулировать следующие основные выводы.

В зонах, характеризующихся значительными изменениями строения коры, учет этих изменений при томографическом восстановлении скорости в мантии позволяет получить значительно более детальную информацию о скоростной структуре в верхах мантии.

В структуре верхних этажей мантии Черного моря выявлен целый ряд новых особенностей, отражающих условия формирования и развития впадины. Показано, что Черноморская впадина на уровне верхней мантии не является однородной, в ней выделяются две отличающиеся по своему скоростному строению и ориентации впадины, разделенные центральной зоной с более низкими ско-

ростями, западная часть которой совпадает с Западно-Крымским разломом, а восточная — с глубинным Трансчерноморским разломом.

Авторы выражают глубокую благодарность *г-ру геол. наук Т.П. Егоровой* за ценные замечания и помощь в подготовке статьи. Большинство рисунков подготовлено с использованием пакета программ GMT.

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.
- Белоусов В. В., Вольвовский Б. С. Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. — Москва: Наука, 1989. — 208 с.
- Буланже Ю.Д., Муратов М.В., Субботин С.И., Балавадзе Б.К. (ред.). Земная кора и история развития Черноморской впадины. — Москва: Наука, 1975. — 358 с.
- Вольвовский Б.С., Старостенко В.И. (ред.). Геофизические параметры литосферы Южного Сектора Альпийского Орогена. — Киев: Наук. думка, 1996. — 215 с.
- Гервер М.А., Маркушевич В.М. Определение по годографу скорости распространения сейсмической волны // Вычислительная сейсмология. — 1967. — Вып. 3. — С. 3—52.
- Гобаренко В.С. Результаты изучения данных о параметрах землетрясений Черноморского региона // Сейсмол. бюл. Украины за 2006 г. — Севастополь: НПЦ "ЭКОСИ-Гидрофизика", 2008. — С. 98—103.
- Гобаренко В.С., Егорова Т.П. Трехмерная *P*-скоростная модель литосферы Черного моря по данным локальной сейсмической томографии // Геофиз. журн. — 2008. — 30, № 5. — С. 161—177.
- Гобаренко В.С., Егорова Т.П. Трехмерная структура литосферы и геодинамика Западно- и Восточно-Черноморской впадин // Физика Земли. — 2010. — № 6. — С. 49—66.
- Гобаренко В.С., Николова С.Б., Яновская Т.Б. Строение верхней мантии Юго-Восточной Европы, Малой Азии и Восточного Средиземноморья по данным о невязках времен пробега *P*-волн // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1986. — № 8. — С. 15—23.
- Кобзарь В. М. Тепловой поток и блоковое строение литосферы Черноморской впадины // Геофиз. журн. — 1987. — 9, № 4. — С. 89—94.
- Кутас Р.И., Коболев В.П., Цвященко В.А., Бевзюк М.И., Кравчук О.Р. Геотермическая модель Черноморского бассейна // Геофиз. журн. — 1997. — 19, № 6. — С. 70—83.
- Маловицкий Я.П., Непрочнов Ю.П. Строение западной части Черноморской впадины. — Москва: Наука, 1972. — 244 с.
- Маловицкий Я.П., Осипов Г.В., Улов В.Д. Геоманнитное поле Черноморской впадины. — Киев: Наук. думка, 1969. — С. 28—38.
- Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев В.И. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. — Москва: Недра. — 1985. — 215 с.
- Чекунов А.В. Проблемы Черноморской впадины // Геофиз. журн. — 1987. — 9, № 4. — С. 3—25.
- Яновская Т.Б. Распределение групповых скоростей поверхностных волн в Северной Атлантике // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1982. — № 2. — С. 3—11.
- Hurtig E., Cermak V., Haenel R., Zui V. Geothermal Atlas of Europe. — Hermann Naak, Geographisch-Kartographische Anstalt, Gotha, 1992.
- Laske G., Masters G., Reif C. A new global crustal

- model at 2×2 degrees. — 2000. — <http://mah.ucsd.edu/Gabi/rem.html>
- Monograph on the Black Sea* // Boll. di Geofisica Teorica ed Applicata. — 1988. — **XXX**, № 117—118. — 324 p.
- Okay A.I., Şengör A.M.C., Görür N.* Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions // Geology. — 1994. — **22**. — P. 267—270.
- Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Ruskov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelarov V., Sava C.* Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin // Tectonophysics. — 2004. — **381**. — P. 211—233.