

Строение и развитие восточной части северо-западного шельфа Черного моря (по результатам интерпретации геофизических данных вдоль профиля II КМПВ)

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

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 17 января 2012 г.

Представлено членом редколлегии О. М. Русаковым

У результаті двовимірного гравітаційного моделювання і побудови палеоструктурного розрізу (за даними МВХ СГТ) визначено складну блокову будову східної частини північно-західного шельфу Чорного моря. Скіфська плита складена субконтинентальною корою потужністю від 31,5 км під Крайовим уступом до 43,5 км на межі зі Східноєвропейською платформою (СЄП). Утворення Крайового уступу, обмеженого з обох боків глибинними розломами післямайкопського віку, пов'язане із зануренням Західночорноморської улоговини. В ядрі Каламітського валу встановлено існування тіла з густиною, характерною для порід таврійської серії. Структура валу сформувалася в результаті занурення в крейді країв тріас-юрського басейну. Кристалічний фундамент Каркінітського прогину складений чергуванням блоків з нормальними і підвищеними значеннями густини, які зумовлені вкоріненням мантії речовини в процесі рифтогенезу. На північному борту прогину під крейдяними відкладами моделюванням виявлено лінзу середньо-верхньоюрських осадово-вулканогенних порід. Згідно з результатами досліджень, уздовж профілю межа Скіфської плити і СЄП проходить значно північніше структури Голицина. Швидкість осадонагромадження визначено за даними товщини потужності осадових комплексів уздовж профілю, що дало змогу уточнити динаміку тектонічних рухів. Показано, що усі структури району досліджень упродовж мезо-кайнозою мали самостійну історію розвитку.

Complicated block structure of the eastern part of northwestern shelf of the Black Sea has been found as a result of two-dimensional gravity modeling and plotting paleostructural section (according to the MVS CMP data). Scythian plate consists of sub-continental crust from 31.5 km thick under the Marginal bench to 43.5 km thick on the border with East-European platform (EEP). Formation of the Marginal bench, limited from the both sides by deep faults of post-maikopian age is related to dipping of the West Black Sea lowland. In the core of the Calamitian swell presence of a body with density, specific to the rocks of taurian series has been found. The structure of the swell has been formed as a result of dipping the margins of Triassic-Jurassic basin during the Cretaceous. Crystal basement of the Carkinite sag consists of alternation of blocks with normal and increased density values caused by implantation of the mantle material during riftogenesis. On the northern side of the sag a lens of Middle-Upper-Jurassic sedimentary-volcanogenic rocks has been revealed by modeling under Cretaceous sediments. According to the results of studies the border of the Scythian plate and EEP is found to be much northward from the Golitsyn's structure. The velocities of sediments accumulation, determined on the basis of data on the thicknesses of sedimentary complexes along the profile allowed to specify the dynamics of tectonic movements, which showed that all the structures of the studied area had their own development history during Meso-Cenozoic.

Введение. В пределах северо-западного шельфа Черного моря существует всего два профиля ГСЗ — № 25 и 26, которые позволили получить информацию о глубинном строении земной коры и залегании поверхности мантии в этом районе. Недостаточность фактических материалов вынуждает интерполировать данные о структурах прилегающих участков суши (Северная Добруджа и Крымский полуостров)

к изучаемой акватории. Вынужденное использование косвенной информации и неоднозначность датировки пород, подстилающих кайнозойский осадочный чехол, приводит к разногласиям в определении строения и эволюции региона. В частности, скважина Ильичевская-2 вскрыла вулканогенно-осадочные образования, которые в статье [Дулуб и др., 2001] определяются как среднеюрские. Однако другие исследова-

тели полагают, что эти породы образовались в позднем альбе (K_1) [Плотникова та ін., 2003] или даже в сеноман-туроне (K_2) [Денега, 1973]. По данным работы [Безверхов, 1988], с забоя данной скважины были подняты сильно дислоцированные черные сланцы и алевролиты, аналогичные флишу таврической серии ($T_3—J_1$) Крыма, тогда как в монографии [Гожик та ін., 2007] разрез скважины ограничен аргиллитами средней юры.

Таким образом, изучение глубинного строения северо-западного шельфа Черного моря — актуально. С этой целью было проведено двумерное плотностное моделирование вдоль профиля II КМПВ, которое опиралось на результаты сейсмических исследований осадочной толщи методами КМПВ и МОВ ОГТ и бурения (скв. Шмидта-12), а также данных о строении консолидированного фундамента, полученных с помощью глубинного сейсмического зондирования.

Двумерное плотностное моделирование вдоль профиля II КМПВ. Профиль II КМПВ длиной 119 км начинается примерно в 50 км к юго-западу от мыса Тарханкут и пролегает в субмеридиональном направлении, не доходя около 10 км до Тендровской косы (рис. 1). Гравитационная модель вдоль профиля была продлена на 10 км к северу и 50 км к югу с тем, чтобы пересечь всю Скифскую плиту от зоны сочленения с Западно-Черноморской впадины до южной границы Восточно-Европейской платформы (ВЕП), положение которой, по нашему мнению, достоверно не определено [Старостенко и др., 2005]. Модельный разрез проходит через восточную часть всех входящих в плиту структур, выделяемых по поверхности домеловых отложений: Краевую ступень, Каламитский вал и Каркинитский прогиб [Туголесов и др., 1985].

Поле силы тяжести в свободном воздухе было получено в результате набортных грави-

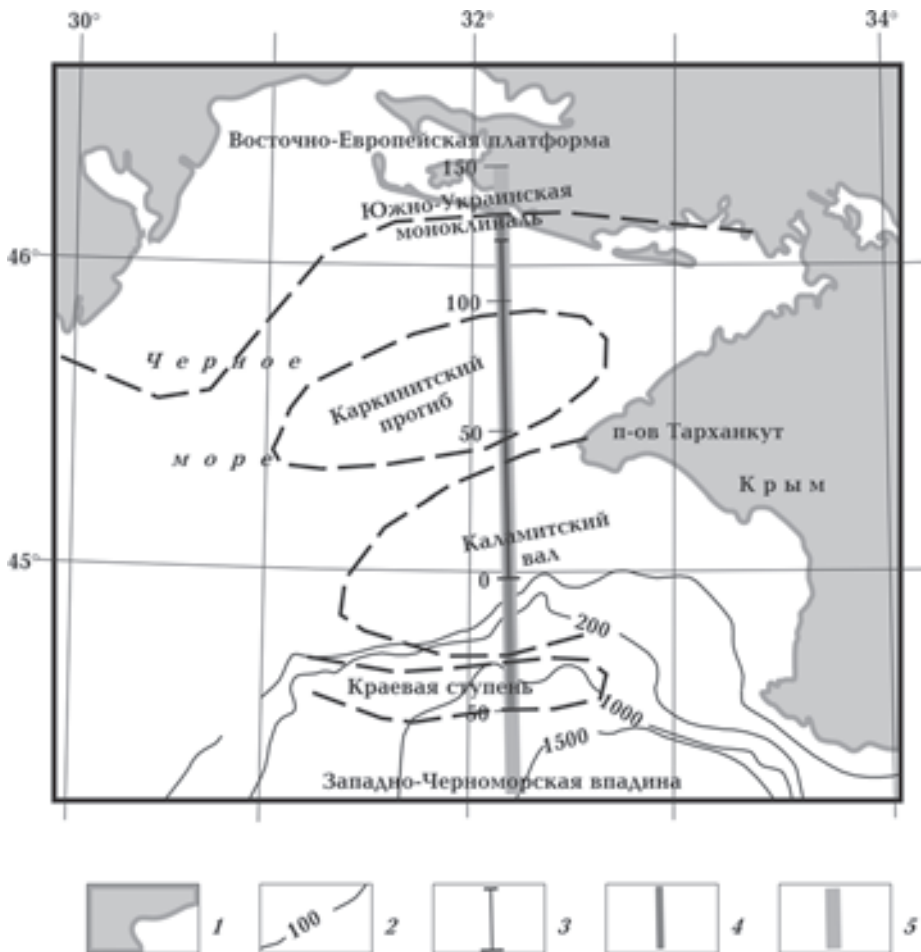


Рис. 1. Схема батиметрии района исследований с положением профиля: 1 — береговая линия; 2 — изобаты дна, м; 3 — профиль II КМПВ; 4 — гравитационная модель (рис. 2); 5 — палеоструктурный разрез (рис. 3).

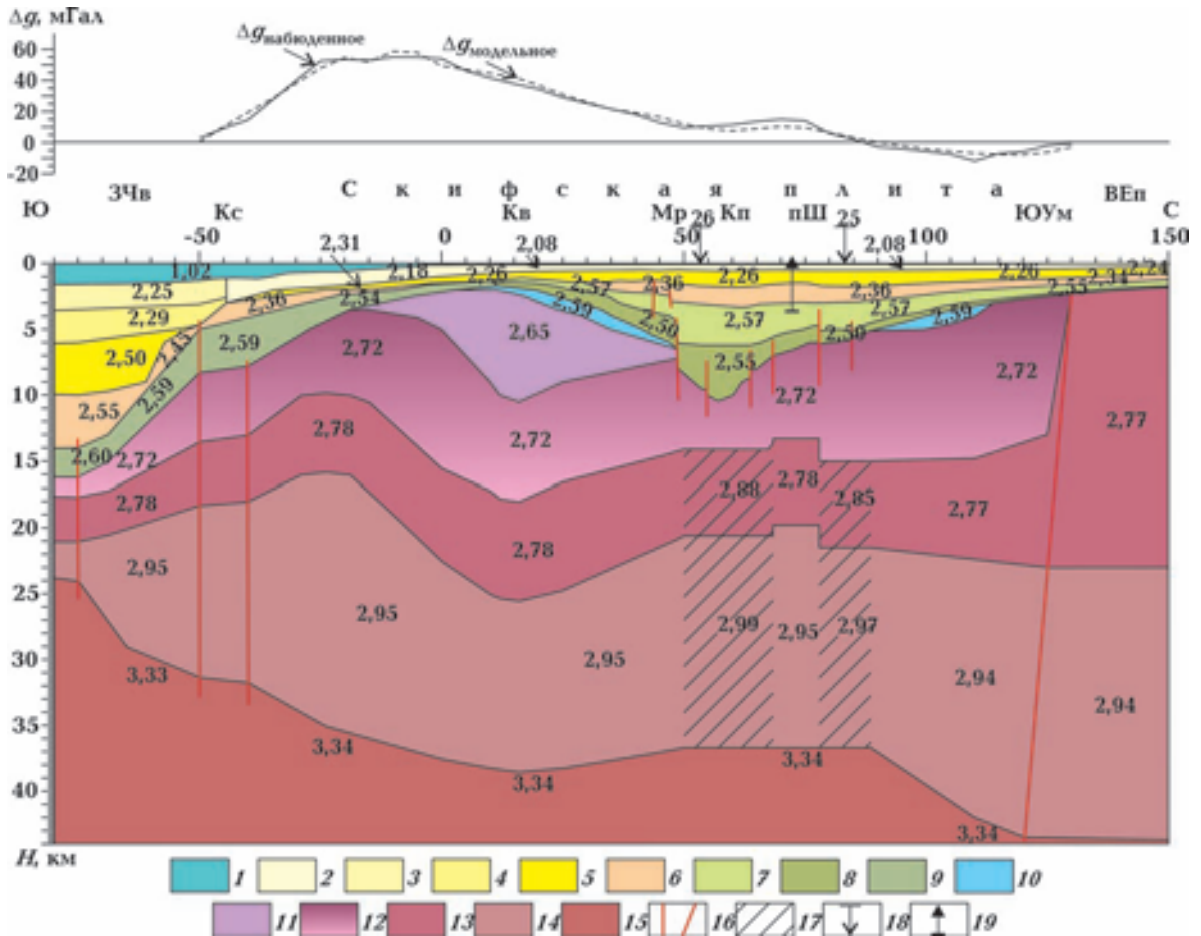


Рис. 2. Двумерная гравитационная модель. Значения плотностей в г/см³. Структуры: 3Чв — Западно-Черноморская впадина, Кс — Краевая ступень, Кв — Каламитский вал, Мр — Михайловский разлом, Кп — Каркинитский прогиб, пШ — поднятие Шмидта, ЮУМ — Южно-Украинская моноклинали, ВЕп — Восточно-Европейская платформа; 1 — вода; осадочные слои: 2 — средний миоцен—голоцен (N₁²—Q), 3 — плиоцен—голоцен (N₂—Q), 4 — средний миоцен—плиоцен (N₁²—N₂), 5 — майкопская свита (P₃—N₁²), 6 — палеоцен—эоцен (P₁₋₂), 7 — верхний мел (K₂), 8 — нижний мел (K₁), 9 — мел (K), 10 — доггер—мальм (J₂₋₃), 11 — триас—лейас (T—J₁), 12 — палеозойское складчатое основание (PZ), 13 — гранитно-метаморфический слой, 14 — «базальтовый» слой; 15 — верхняя мантия, 16 — разломы, 17 — высокоплотные блоки, 18 — пересечение с профилями ГСЗ соответствующего номера, 19 — скважина Шмидта-12.

метрических съемок, выполненных ПО «Южморгео» в 1967—1994 гг. Величины Δg вдоль профиля изменяются от -11 до 55 мГал (рис. 2). Наиболее ярко проявляется выровненный участок поля со значениями 52—55 мГал (ПК от -25 до 0), приуроченный к области внешнего шельфа и верхней части континентального склона с глубинами дна от 80 до 600 м. Вторая достаточно выраженная зона минимальных градиентов расположена в пределах Каркинитского прогиба (ПК 50—75) и характеризуется величинами Δg=10÷15 мГал. Наиболее низкое значение поля находится в прибрежной зоне в районе изобаты дна 20 м (ПК 110).

Модель создавалась на основании карты батиметрии [Electronic..., 1998], а также данных

сейсморазведки о строении осадочного чехла [Туголесов и др., 1985; Безверхов, 1988]. Значения плотностей были заданы согласно величинам, полученным при моделировании земной коры Черного моря вдоль профилей ГСЗ № 25 и 26 [Козленко и др., 2009 а; 2013]. Поскольку плотности в пределах слоя одного возраста зависят от его мощности и глубины залегания, значения ρ последовательно увеличиваются от прибрежной зоны до глубоководной впадины.

Поскольку профиль ГСЗ № 25 находится практически в одном районе с модельным разрезом, пересекая его на ПК 83 под достаточно небольшим углом (17°), то строение консолидированного фундамента и верхней мантии в модели базировалось на результатах сейсмо-

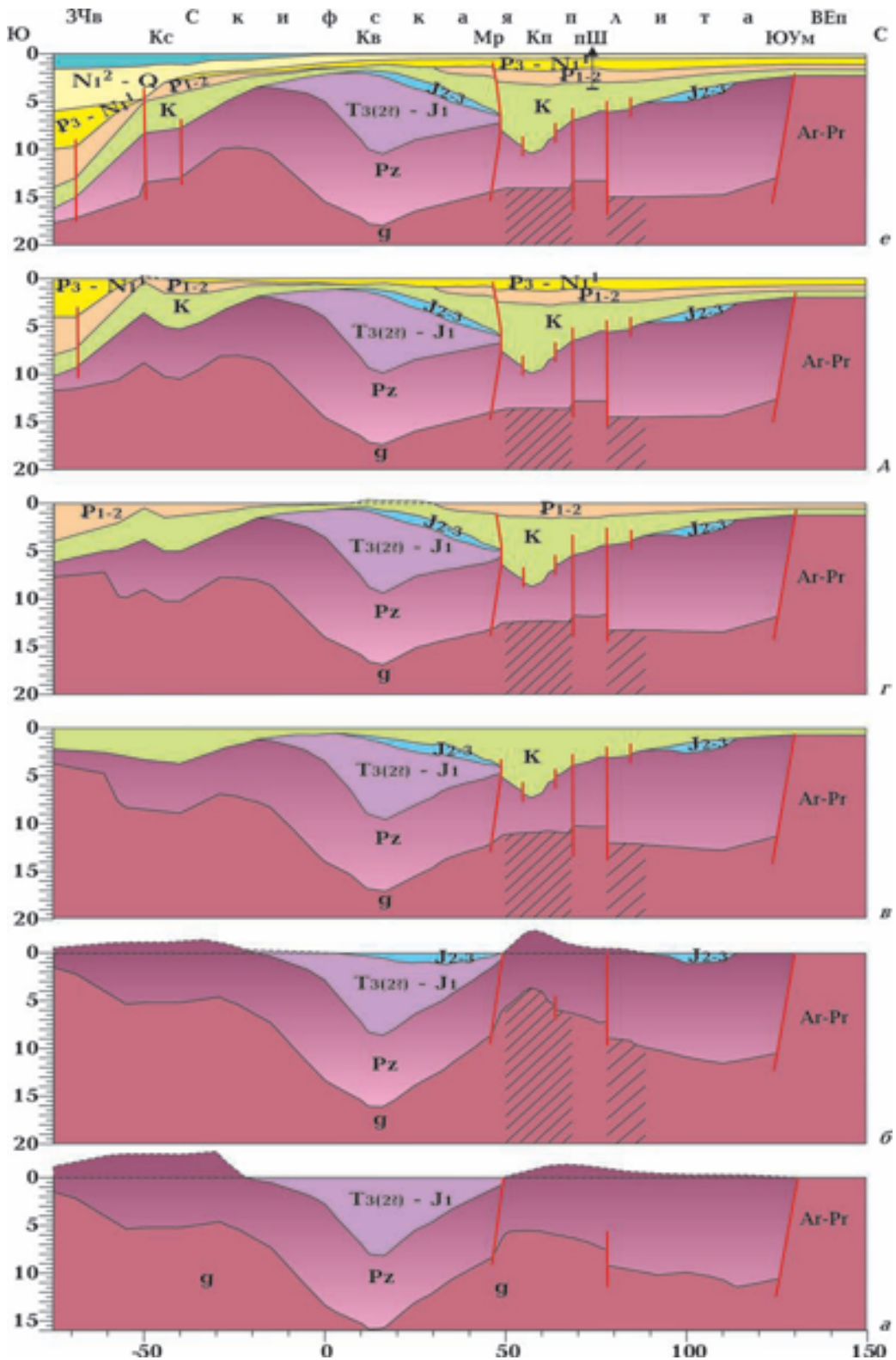


Рис. 3. Палеоструктурный разрез, построенный по данным МОВ ОГТ [Безверхов, 1988]. Обозначение структур см. на рис. 2. Штриховкой обозначены высокоплотные блоки, выделенные по результатам гравитационного моделирования, красными линиями — разломы. Строение земной коры на момент: *а* — конец лейаса (J_1), *б* — конец юры, *в* — конец мела, *г* — конец эоцена (P_2), *г* — конец майкопа (N_1^1), *е* — современная структура с местоположением скважины Шмидта-12.

гравитационного моделирования по указанному профилю [Козленко и др., 2009 а].

При расчете модели для учета бокового влияния с севера был пристроен блок южной окраины ВЕП с типично континентальной структурой (ПК 130—150), а с юга — переходная зона от Скифской плиты к субокеанической Западно-Черноморской котловине (ПК –(50—80)).

В качестве модели приведения 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 5 км с помощью программы [Козленко та ін., 1997]. Точность расчетов (разность между наблюдаемым и модельным полем) составила $\pm 4,9$ мГал.

В южной части модельного профиля (ПК –(50—40)) расположена Краевая ступень, определяемая по субгоризонтальному положению подошвы меловых отложений (см. рис. 2). В современном рельефе дна эта структура отличается выровненной поверхностью на глубине около 1 км. Осадочный чехол имеет общую мощность порядка 7 км и характеризуется практически полным отсутствием пород майкопской серии ($P_3-N_1^1$). В консолидированной коре отмечено также субгоризонтальное залегание поверхностей всех структурных этажей, включая кровлю мантии. Мощность складчатого основания и «гранитного» слоя примерно одинаковы — чуть больше 5 км. Толщина «базальтового» слоя приблизительно в 2,5 раза больше (13,5 км). Подошва коры залегает на глубине 31,5 км. Судя по тому, что мощность отложений мелового возраста в пределах Краевой ступени значительно больше, чем на прилегающих участках, данная структура в конце мезозоя являлась осевой частью достаточно широкого прогиба.

Часть профиля между ПК –40 и 50 пространственно относится к Каламитскому валу. Границей этой структуры с Краевой ступенью является место перегиба подошвы домеловых отложений на глубине около 8 км. Южный борт вала характеризуется отсутствием осадков юрского возраста и разделяется на две части как по гипсометрическим характеристикам поверхности, так и по глубинному строению. В нижней части склона меловой осадочный комплекс залегает непосредственно на складчатом основании, а угол наклона его подошвы в три раза больше, чем в верхней. По данным про-

веденного моделирования поверхности «гранитного» и «базальтового» слоев поднимаются до глубин 9,8 и 15,8 км соответственно, образуя сводовое поднятие с вершиной на ПК –23, под которой закономерно наблюдается опускание подошвы коры до 35,1 км, формирующее перегиб поверхности мантии.

Под верхней частью южного борта Каламитского вала (ПК от –15 до 5) между меловыми отложениями и складчатым основанием вклинивается толща с плотностью 2,65 г/см³. Выделение этого слоя было обусловлено необходимостью существенного разуплотнения верхней части консолидированной коры при подборе модели. Значение ρ определено исходя из того, что скважина Ильичевская-2, расположенная в данном районе, вскрыла сланцы, сходные с породами таврической серии (T_3-J_1), а для отложений триаса, по данным скв. Тузловская-3, было установлено именно такое значение плотности [Безверхов, 1988].

Тело, сложенное предположительно триасовыми отложениями, имеет в сечении форму линзы, имеющую общую протяженность около 65 км и максимальную мощность более 8 км. Ее срезанная вершина (ПК 5,5—11,5) залегает на глубине 2,0 км и смещена относительно оси Каламитского вала к югу, тогда как наиболее глубокая (10,5 км) точка — к северу (ПК 16,5). К этой отметке приурочено согласное погружение всех поверхностей кристаллического фундамента: кровля «гранитного» слоя достигает 18,0 км, «базальтового» — 25,5 км, а подошва коры опускается до 38,6 км.

В сводовой части вала (ПК 0—30) отмечается отсутствие ниже-среднепалеогенового осадочного комплекса. На северном склоне по данным сейсморазведки прослеживаются отложения средне-верхней юры, мощность которых достигает 1,1 км.

Строение консолидированной коры Каламитского вала указывает на то, что в домеловое время на месте нижней части южного склона вала существовала возвышенность, поверхность которой располагалась выше уровня моря и подвергалась денудации. Об этом свидетельствует асимметричное строение складчатого основания: максимально высокая отметка кровли (ПК –18) смещена более чем на 5 км к северу относительно наиболее приподнятой точки подошвы. Кроме того, южное крыло воздымания метаморфического слоя, перекрытое меловыми осадками, более сглаженное и крутопадающее, чем северное, на котором залегают отложения триаса. Данная возвышенность

являлась южным ограничением достаточно глубокого триас-юрского бассейна. В мелу данная часть профиля подверглась трансгрессии. Формирование современной структуры Каламитского вала произошло, вероятно, в позднем мезозое. На это указывает пониженная мощность меловых отложений и отсутствие осадков маастрихта и палеоцен—эоцена в сводовой части вала.

Границей между Каламитским валом и Каркинитским прогибом является Михайловский (Сулинско-Крымский, Сулинско-Тарханкутский, Крымско-Георгиевский) разлом, по которому подошва домеловых отложений субвертикально погружается на 1,5 км. Эта зона нарушений прослеживается во всех осадочных горизонтах от нижнего мела до майкопа.

По своему глубинному строению Каркинитский прогиб подразделяется на три блока. Южный (ПК 50—65) относится к Михайловской мульде и характеризуется наиболее глубоким в пределах профиля залеганием подошвы меловых отложений. Поверхность складчатого основания на данном участке осложнена двумя субвертикальными нарушениями. По данным проведенного моделирования, в основании Михайловской мульды залегает тело со значениями плотности, повышенными по сравнению с прилегающими участками на $0,1 \text{ г/см}^3$ для «гранитного» и $0,4 \text{ г/см}^3$ для «базальтового» слоев. Еще одно уплотненное тело, но с меньшими значениями ρ ($2,85 \text{ г/см}^3$ в «гранитном» и $2,97 \text{ г/см}^3$ в «базальтовом» структурных этажах) располагается на ПК 75—90. В осадочном чехле этот блок по подошве отложений верхнего мела проявляется четко выраженным односторонним грабеном. Между двумя высокоплотными телами находится участок с нормальными для данного района значениями плотности. Он характеризуется более высоким залеганием всех границ коры, до майкопа включительно и определяется как поднятие Шмидта. Раздел кора/мантия в пределах всего Каркинитского прогиба, по результатам подбора поля силы тяжести, расположен на глубине 36,7 км. Северная граница прогиба в структуре неконсолидированных осадков четко не выделяется. По данным плотностного моделирования она связана с резким изменением величин ρ в кристаллическом фундаменте и находится в районе ПК 90, что практически совпадает с оконтуриванием Каркинитского прогиба по изогипсе 5 км подошвы меловых отложений [Безверхов, 1988].

Северный край модели (ПК 90—150) отно-

сится к Южно-Украинской моноклинали. По строению консолидированной коры этот участок, по результатам подбора гравитационного поля, разделяется на два блока с границей в районе ПК 130. Шовная зона представляет собой крутопадающий в южном направлении разлом, отделяющий Скифскую плиту от ВЕП, с резко различными структурами кристаллического фундамента.

В пределах блока ПК 90—130, входящего в состав Скифской плиты, под осадочным чехлом мощностью 2,5—5 км залегает толща с плотностью $2,72 \text{ г/см}^3$, характерной для слабометаморфизованных пород палеозоя [Безверхов, 1988]. «Гранитный» структурный этаж имеет то же значение ρ , что и в пределах края ВЕП, но его толщина примерно в три раза меньше и соотносится с мощностью данного слоя под Каламитским валом и Краевой ступенью. Глубина залегания поверхности мантии с возрастающим градиентом уменьшается от границы с ВЕП к югу. На ПК 90—110 полученная разностная аномалия требовала введения разуплотнения в верхней части коры. Поскольку гипсометрия мезо-кайнозойских (К—Q) горизонтов определена сейсмической съемкой МОВ ОГТ достаточно уверенно, пришлось задать ниже подошвы меловых отложений тело с плотностью $2,59 \text{ г/см}^3$, что существенно улучшило результат подбора поля силы тяжести. Такая величина ρ характерна для средневерхнеюрских осадков. Хотя в районе исследований наличие пород данного возраста не установлено, их присутствие можно предположить, учитывая выявление юрского отражающего горизонта на северном борту Каркинитского прогиба в районе структуры Юго-Западно-Голицынская к западу от модельного профиля [Гожик та ін., 2010].

Край ВЕП (ПК 130—150) характеризуется параметрами, типичными для континентальных образований: подошва коры залегает субгоризонтально на глубине примерно 43,5 км; недислоцированный осадочный покров толщиной около 2 км лежит непосредственно на гранитно-метаморфической толще архей-протерозойского возраста мощностью 21 км, обладающей плотностью $2,77 \text{ г/см}^3$; палеозойское складчатое основание отсутствует.

Палеоструктурный разрез вдоль профиля.

По имеющимся в настоящее время геолого-геофизическим данным общее геологическое строение района исследований представляется в следующем виде. Южный склон ВЕП в районе северного Причерноморья сложен до-

рифейскими (архей-протерозойскими) образованиями. В пределах Скифской плиты этот комплекс служит фундаментом для более молодого складчатого основания, возраст которого колеблется от байкалид до герцинид. Дислоцированные и метаморфизованные образования протерозоя—палеозоя местами перекрыты триасовыми и юрскими отложениями, а также практически повсеместно (с локальными перерывами) осадками от мела до голоцена.

Ход эволюции района исследований в течение мезо-кайнозоя можно представить на основании палеоструктурного разреза (рис. 3), построенного путем последовательного снятия осадочных горизонтов, границы которых были определены в ходе съемок МОВ ОГТ [Безверхов, 1988]. Параметры доюрских горизонтов (Т и РЗ) задавались согласно результатам проведенного моделирования.

Как показал подбор наблюдаемого поля силы тяжести, мощность складчатого палеозойского основания вдоль профиля колеблется от 4 до 11,5 км. Наибольшая толщина этого слоя приурочена к району подножья позднепротерозойского континентального склона (ПК 110), где, вероятно, существовал предматериковый прогиб соответствующего возраста, возникший на южной окраине ВЕП. Однако судить о первоначальном строении этого комплекса не представляется возможным из-за изменений структуры земной коры, вызванных тектоническими движениями, произошедшими в данном регионе в последующее время. Поэтому первым структурно-временным срезом является конец триаса (см. рис. 3, а).

В триас-нижнеюрское время в данном регионе существовал прогиб глубиной до 8 км, ось которого находилась на ПК 15 (см. рис. 3, а). Ширина этой депрессии в сечении профиля составляет 72 км. Борты впадины имеют асимметричную конфигурацию: северный характеризуется монотонным увеличением градиента с глубиной, тогда как южный разделяется на два участка – пологий верхний и крутой нижний. Ограниченность комплекса отложений $T_3—J_1$ по ширине свидетельствует о том, что с обеих сторон от прогиба поверхность находилась выше уровня моря. По всей видимости, опускание земной коры, возникшее в конце палеозоя, вызвало перетекание вещества в стороны и вследствие этого возникновение по краям мульды компенсационных поднятий согласно механизму, предложенному [Артюшков, 1993]. При условии, что палеозойский фундамент изначально имел относительно одинаковую

толщину, то, учитывая глубины залегания подошвы складчатого основания, можно предположить, что с юга прогиб окаймляли более высокие горы, чем с севера (5,5 и 4,25 км соответственно). По-видимому, денудация предполагаемых поднятий и привела к заполнению впадины отложениями флиша, аналогичного породам таврической серии. Северное поднятие отчетливо контролируется разломами глубинного заложения (ПК 45 и 80). Поскольку временные рамки образования таврической серии являются дискуссионными ($T_3—J_1$ [Казанцев, 1981]; $T_3^2—J_2^2$ [Милеев и др., 2006]; $T_2—J_1$ [Арбатов и др., 1974]), скорость осадконакопления в осевой части может составлять от 0,191 до 0,155 мм/год. В керне скв. Ильичевская-2, расположенной в 17 км западнее модельного профиля, породы досреднеюрского возраста дислоцированы, что свидетельствует о существовании в районе исследований режима горизонтального сжатия после отложения данной толщи. Таким образом, первоначальная ширина триасового бассейна могла быть больше, а глубина соответственно меньше. Тем самым скорость накопления осадков могла быть ниже указанных значений.

В конце лейаса (J_1) тектоническая обстановка в пределах триас-нижнеюрской впадины усложнилась. В южной части опускание сменилось воздыманием и участок ПК –21—3 поднялся выше уровня моря, тем самым ширина области прогибания уменьшилась до 45 км, а его ось сместилась к северу на 12 км (см. рис. 3, б). Скорость осадконакопления в средне- и верхнеюрское время значительно понизилась и составила 0,03 мм/год. Южная часть профиля характеризуется спокойной тектонической обстановкой с продолжавшейся денудацией пород палеозойского возраста.

К северу от прогиба развитие земной коры в постлейасовое время происходило совершенно иначе. В пределах отмеченного на рис. 3, а поднятия на ПК 50—65 наблюдается резкое (от 5,5 до 3,5 км) уменьшение глубины залегания подошвы складчатого основания, подобный подъем этой поверхности, но меньшей амплитуды (на 0,5 км), отмечается также на ПК 79—85. На тектоническую природу данных воздыманий указывает возникновение нового разлома на ПК 65, а также «задранное» южное крыло дизъюнктива на ПК 80. По данным проведенного моделирования на этих участках разреза выделены тела с повышенными относительно прилегающих блоков плотностями. Поэтому можно предположить с большой долей веро-

ятности, что изменение гипсометрии поверхности кристаллического фундамента связано с внедрением в кору мантийного вещества в средней юре. Этот процесс вызвал вулканическую деятельность, которая послужила источником материала для отложения эффузивно-осадочной толщи J_{2-3} , представленной различными туфитами и лавовыми брекчиями [Безверхов, 1988]. Скорее всего, данная тектоническая активизация являлась первой стадией возникновения Каркинитского рифта. В начале рифтогенеза, вызванного внедрением мантийного диапира, происходит образование на поверхности купольной структуры, которая сопровождается формированием по ее краям компенсационных депрессий [Оровецкий, 1990]. Таким образом, палеоструктурный разрез объясняет существование средненижнеюрского бассейна на ПК 90—110, выделенного в процессе подбора плотностной модели.

К началу мелового периода тектоническая обстановка существенно изменилась — вся Скифская плита в сечении профиля была вовлечена в процесс опускания, который на разных участках протекал с разной скоростью. Кроме этого, трансгрессия в это время распространилась на южный край ВЕП и на территорию современной Западно-Черноморской впадины.

Наиболее значительную перестройку претерпел интервал ПК 30—90 (см. рис. 3, в), где образовался Каркинитский прогиб, северной границей которого является транскоровый долгоживущий Михайловский разлом, существовавший, по крайней мере, с триаса (рис. 3, а—в). Формирование прогиба связано со второй фазой рифтогенеза, при которой происходит раскристаллизация и уплотнение внедрившихся мантийных дериватов, что приводит к проседанию консолидированной коры, образованию морского бассейна, и, как следствие, накоплению мощной осадочной призмы. Так как редуцированные выплавками блоки опускались более интенсивно, между ними возник приподнятый участок с неизменной корой (ПК 69—79), с двух сторон ограниченный разломами. Этот останец образует поднятие Шмидта, выделяемое по кровле домеловых отложений.

Прогибание поверхности сопровождалось растрескиванием фундамента и возникновением новых разрывных нарушений (ПК 54, 69 и 85). Разлом на ПК 50 (Михайловский) поменял направление падения и стал вертикальным. Скорость осадконакопления в осевой части

прогиба составила 0,09 мм/год. Еще один достаточно крупный прогиб образовался в районе современной Краевой ступени, но скорость накопления отложений в его наиболее глубокой части была в два раза меньшей. Нисходящие движения в указанных депрессиях сформировали Каламитский вал и при этом повлекли за собой незначительное (на 0,5 км) погружение его поверхности.

В начале кайнозоя тектоническая обстановка усложнилась — на фоне достаточно протяженных участков прогибания возникли две локальные зоны восходящих движений (рис. 3, г). Часть профиля от северного склона Каламитского вала до южного края ВЕП включительно продолжала опускаться. Проседание фундамента значительно уменьшилось — скорость осадконакопления составила 0,046 мм/год, что в два раза меньше, чем в мелу. При этом центральная часть области прогибания расширилась, охватив не только осевую зону Каркинитского прогиба, но и поднятие Шмидта. Михайловский разлом, отделяющий прогиб от Каламитского вала, поменял направление падения на северное и уменьшил свою активность.

Выклинивание отложений возраста P_{1-2} в северной приосевой части Каламитского вала (ПК 7—30), которое четко фиксируется на сейсмических профилях [Безверхов, 1988], указывает на то, что данная зона в палеоцен—эоцене находилась выше уровня моря. Восходящие движения начались еще в мелу, о чем свидетельствует отсутствие осадков маастрихта в разрезе скв. Ильичевская-2.

Формирование осадочного чехла на южном борту Каламитского вала (ПК от -40 до 7) определялось влиянием мощного нисходящего движения южнее модельного профиля, где начала образовываться современная Западно-Черноморская впадина. Скорость осадконакопления в северной части котловины составила 0,12 мм/год, т. е. почти в три раза больше, чем в пределах Каркинитского прогиба. На фоне общего погружения этого участка резко выделяется сводовое поднятие шириной около 12 км и высотой порядка 1 км с вершиной на ПК -50. Его происхождение обусловлено глубинными процессами, поскольку синхронно изогнутыми оказываются не только слой мелового осадочного комплекса, но и складчатое основание.

В майкопе ($P_3-N_1^1$) восходящее движение на данном участке продолжалось, и поверхность указанного поднятия оказалась выше

уровня моря, о чем свидетельствует отсутствие отложений соответствующего возраста (см. рис. 3, д). Остальная часть исследуемого региона в сечении профиля испытывала погружение, наиболее выраженное в пределах северной части современной Западно-Черноморской котловины, где скорость осадконакопления ($V_{\text{он}}$) превысила 0,23 мм/год. Максимальная мощность майкопских отложений в Каркинитском прогибе составляет 1,4 км, т. е. скорость накопления осадков достигает 0,08 мм/год, таким образом, $V_{\text{он}}$ в олигоцене—нижнем миоцене оказывается почти в два раза больше, чем в палеоцен—эоцене. Увеличение скорости осадконакопления вдоль профиля неравномерно: на Скифской плите оно меньше на 10 %, чем в котловине, и на 25 % — чем в пределах южного края ВЕП.

Подошва майкопских отложений в пределах Каркинитского прогиба, в отличие от нижележащего комплекса, имеет два углубленных участка на ПК 45—70 и 80—95. Первый из них полностью охватывает осевую часть прогиба, второй расположен над северным блоком повышенных плотностей в консолидированной коре, определенным по результатам моделирования. Оба этих отрезка профиля связаны с редуцированными зонами кристаллического фундамента, что свидетельствует об активизации глубинных процессов на данных участках в майкопское время, подтверждением чему служит усиление подвижек в Михайловском разломе. Относительно приподнятая поверхность доолигоценых осадков в интервале между указанными участками (ПК 70—80) расположена между двумя разломами, ограничивающими останец кристаллического фундамента, не подвергшийся рифтогенным преобразованиям. Таким образом, поднятие

Шмидта сформировалось в результате того, что блок, к которому оно приурочено, является более устойчивым и, следовательно, испытал меньшее погружение.

На рис. 3, е отражено современное строение земной коры исследуемой области. Затухание тектонической активности привело к тому, что послемайкопские отложения формируют субгоризонтальную толщу от южного края ВЕП до гребня Каламитского вала. Скорость осадконакопления в пределах Каркинитского прогиба составляет 0,03 мм/год, что в 2,5 раза меньше, чем в майкопе. Таким образом, можно считать, что развитие прогиба остановилось. Продолжавшееся погружение дна в Западно-Черноморской впадине сопровождалось формированием мощной осадочной призмы со скоростью 0,27 мм/год, т. е. величина $V_{\text{он}}$ по сравнению с досреднемиоценовым временем увеличилась на 17 %. Интенсивное прогибание в котловине повлекло за собой опускание южного края Скифской плиты. Поднятие на ПК –50, возникшее в палеогене, погрузилось почти на 5 км, образовав южную кромку Краевой ступени.

Мощное нисходящее движение в Западно-Черноморской впадине привело к изгибам уже сформировавшихся толщ и к неизбежному в таком случае разломообразованию. Как видно из рис. 3, е, возникшие зоны нарушений охватывают не только осадочный чехол, но и складчатое основание, достигая кристаллического фундамента. Косвенным подтверждением глубинности разломов на данном участке профиля являются следующие факторы. Дизъюнктивные дислокации, формирующие Краевую ступень, приурочены к нижней части континентального склона. В этой же области Западно-Черноморской котловины в совре-

Скорость осадконакопления (мм/год) основных структур изучаемого района

Осадочный комплекс	Северный край Западно-Черноморской впадины	Каламитский вал	Осевая часть Каркинитского прогиба	Южный край Восточно-Европейской платформы
T_3-J_1 [Казанцев, 1981]	—	0,191	—	—
$T_3^2-J_2^2$ [Милеев и др., 2006]	—	0,182	—	—
T_2-J_1 [Арбатов и др., 1974]	—	0,155	—	—
J_{2-3}	—	0,030	0,028	—
К	0,028	>0,006	0,090	0,009
P_{1-2}	0,120	—	0,046	0,015
$P_3-N_1^1$	0,230	0,029	0,080	0,035
N_1^2-Q	0,270	0,033	0,030	0,024

менных отложениях отмечены повышенные скорости продольных волн [Козленко и др., 2009б], которые могут свидетельствовать о формировании здесь залежей газогидратов [Stoll, Ryan, 1979; Горчилин, Лебедев, 1991]. Наличие углеводородов связано с поступлением глубинных флюидов [Доленко, 1986]. Таким образом, выделяемые в модели разломы на ПК –40, –50 и –70 имеют, по-видимому, транскоровую природу.

Динамика вертикальных движений земной коры основных структур изучаемого района отражена в таблице. Значения скоростей осадконакопления вычислялись по суммарным мощностям осадочных комплексов соответствующего возраста, определенных по данным МОВ ОГТ. При этом следует учитывать, что полученные значения $V_{\text{он}}$ являются оценочными, поскольку погружения периодически сменялись регрессиями, которые сопровождалась размывом уже образованных отложений, на что указывают результаты бурения на северо-западном шельфе Черного моря. Таким образом, цифры в таблице могут быть незначительно занижены.

Очевидно, что в пределах Западно-Черноморской впадины начиная с мелового периода происходит последовательное ускорение осадконакопления. В районе Каламитского вала $V_{\text{он}}$ резко уменьшается с триаса по мел, а начиная с олигоцена отмечен незначительный прирост этого параметра. Осевая часть Каркинитского прогиба отличается волнообразным характером скорости накопления отложений — повышенные значения в мелу и майкопе чередуются с пониженными в палеоцен—эоцене и начиная со среднего миоцена. Полученные результаты в целом согласуются с расчетами средней скорости тектонического погружения по данным одномерного моделирования северо-западного шельфа Черного моря [Хрящевская и др., 2007]. На южном краю Восточно-Европейской платформы осадконакопление усиливается с мела по конец майкопского периода, затем ослабляется. Разница в темпах погружения окраины ВЕП и Каркинитского прогиба указывают на то, что тектонические процессы в этих структурах протекали по-разному. Таким образом, процессы развития Скифской плиты и ВЕП не связаны между собой.

Заключение. Проведенное гравитационное моделирование и анализ построенного по данным МОВ ОГТ палеоструктурного разреза позволили представить глубинное строение и историю развития восточной части северо-западного шельфа Черного моря.

Скифская плита сложена субконтинентальной корой мощностью от 31,5 км под Краевой ступенью до 43,5 км на границе с ВЕП. Краевая ступень характеризуется уменьшением толщины всех слоев фундамента. Этот блок, по всей видимости, ограничен с обеих сторон глубинными разломами послемайкопского возраста, южный из которых прослеживается от кристаллической коры вплоть до отложений среднего неогена. Образование этой структуры, несомненно, связано с погружением Западно-Черноморской котловины. Транскоровое заложение нарушений обеспечивает поступление в осадочный чехол мантийных флюидов, формирующих скопления углеводородов, которые при существующих в нижней части континентального склона *PT*-условиях обуславливают образование газогидратов.

Глубинное строение Каламитского вала неоднородно. Южная часть в начале и середине мезозоя представляла собой поднятие, которое проявляется воздыманием всех поверхностей консолидированной коры и увеличенной мощностью «базальтового» слоя. Данная возвышенность в домеловое время подвергалась денудации. В центре и в пределах северного склона вала на глубинах 2,0—10,5 км установлено существование тела с плотностью, характерной для пород таврической серии, под которым поверхности фундамента прогнуты. Глубина поверхности мантии под гребнем вала составляет 38,5 км. Таким образом, на этом участке в триас-нижнеюрское время существовал осадочный бассейн. Структура вала сформировалась в результате погружения в мелу соседних с ним блоков земной коры.

Кристаллический фундамент Каркинитского прогиба сложен чередованием блоков с нормальным (поднятие Шмидта) и повышенными значениями ρ (в осевой части и под грабеном между поднятиями Шмидта и Голицына). Высокоплотные участки обусловлены редуцированием фундамента в результате внедрения мантийного вещества в процессе рифтогенеза. Первая фаза, происходившая в юре, вызвала поднятие поверхности и вулканическую активность, вторая вследствие кристаллизации выплавки привела к проседанию коры и образованию мелового осадочного бассейна во второй фазе. Конфигурация поверхностей осадочных горизонтов указывает на цикличность этого процесса. Михайловский транскоровый разлом, отделяющий прогиб от Каламитского вала, прослеживается от триаса до майкопа, меняя со временем направление падения с юж-

ного на северное. Нарушения, которые также простираются от догерцинского складчатого основания, ограничивают с двух сторон поднятие Шмидта, причем северное из них, как и Михайловский разлом, существовало с триаса. Остальные дизъюнктивные дислокации в пределах прогиба имеют меловой возраст и связаны, очевидно, с деструкцией складчатого основания. Поверхность мантии под центральной частью прогиба залегает на глубине 36,7 км.

На северном борту прогиба под меловыми осадками моделированием выявлена линза с плотностью, равной значению ρ для средневерхнеюрской осадочно-вулканогенной толщи на северном склоне Каламитского вала. Образование этого слоя можно объяснить существованием компенсационных депрессий по бокам Каркинитского рифтогена в первую фазу его развития.

По мнению многих исследователей, севернее поднятия Голицына осадочный чехол подстилается архей-протерозойскими породами. Однако подбор поля силы тяжести показал, что на данном участке ниже неконсолидиро-

ванных отложений залегает слой, плотность которого значительно меньше, чем у пород верхней части фундамента ВЕП, и равна ρ , характерной для складчатого основания Скифской плиты. Из палеоструктурного разреза видно, что в триасе эта область представляла собой наиболее мощную часть палеозойского осадочного бассейна, называемую [Юдин, 2008] Предскифским предконтинентальным прогибом. В пределах рассматриваемого блока поверхность мантии опускается с юга на север от 36,7 до 43,5 км, т. е. происходит переход к типично континентальному типу коры ВЕП. Таким образом, граница Скифской плиты и ВЕП оказывается значительно севернее структуры Голицына и, по данным проведенного моделирования, наклонена в южном направлении.

Скорости осадконакопления, определенные на основании данных о мощностях осадочных комплексов вдоль профиля, позволили уточнить динамику тектонических движений, которая показала, что все структуры района исследований имели самостоятельную историю развития в течение мезо-кайнозоя.

Список литературы

- Арбатова А. А., Каменецкий А. Е., Снегирева О. В., Чернобров Б. С., Швембергер Ю. Н. Тектоника Крыма, Азовского моря и Западного Предкавказья в раннем мезозое // Сов. геология. — 1974. — № 5. — С. 88—96.
- Артюшков Е. В. Физическая тектоника. — Москва: Наука, 1993. — 456 с.
- Безверхов Б. Д. Тектоника мезокайнозойского осадочного чехла на северо-западе Черного моря, как основа прогнозирования нефтегазопосковок работ (по материалам сейсморазведки): дисс... канд. геол.-мин. наук. Одес. ун-т им. И. И. Мечникова. — Одесса, 1988. — 205 с.
- Гожик П. Ф., Багрий І. Д., Войцицький З. Я., Глагун В. В., Маслун Н. В., Знаменська Т. О., Аксьом С. Д., Ключина Г. В., Іванік О. М., Клочко В. П., Мельничук П. М., Палій В. М., Цюха О. Г. Геолого-структурно-термоатмогеохімічне обґрунтування нафтогазаносності Азово-Чорноморської акваторії. — Київ: Логос, 2010. — 419 с.
- Гожик П. Ф., Чебаненко І. І., Євдошук М. І., Крупський Б. А., Глагун В. В., Галко Т. М., Маєвський Б. Й., Максимчук П. Я., Полухтович Б. М., Фецишин В. О., Гаврилко В. М., Захарчук С. М., Клочко В. П., Колодій І. В., Мельничук П. М., Туркевич Є. В., Ткаченко А. І., Смирнов І. В., Федун О. М., Колодій Є. О., Пахолок О. В. Нафтогазоперспективні об'єкти України. Наукові і практичні основи пошуків родовищ вуглеводнів у північно-західному шельфі Чорного моря. — Київ: ЕКМО, 2007. — 232 с.
- Горчилин В. А., Лебедев Л. И. О признаках газгидратов в осадочной толще Черного моря и возможном типе ловушек углеводородов // Геолог. журн. — 1991. — № 5. — С. 75—81.
- Денег Б. И. О возрасте и некоторых особенностях строения домеловых отложений равнинного Крыма и Присивашья // Изв. АН СССР. Сер. геолог. — 1973. — № 3. — С. 117—121.
- Доленко Г. Н. Происхождение нефти и газа и нефтегазонакопление в земной коре. — Киев: Наук. думка, 1986. — 138 с.
- Дулуб В. Г., Лещук Р. Й., Мельничук П. М. Нові матеріали про юрські утворення в акваторії Чорного моря // Сырьевые ресурсы Крыма и прилегающих акваторий (нефть и газ). — Симферополь: Таврия—Плюс, 2001. — С. 35—43.
- Казанцев Ю. В. Тектоника Крыма. — Москва: Наука, 1981. — 112 с.
- 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. — 2009а. — **31**, № 6. — С. 77—91.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В., Лысынчук Д. В. Структура земной коры северо-западного шельфа Черного моря вдоль профиля ГСЗ № 26 // Геофиз. журн. — 2013. — **35**, № 1. — С. 142—152.
- Козленко Ю. В., Козленко М. В., Лысынчук Д. В. Комплексное сейсмоструктурное моделирование перспективных углеводородных структур в западной части Черного моря // Геолог. и полезн. ископ. Мирового океана. — 2009б. — № 3. — С. 25—34.
- Козленко Ю. В., Корчагин І. М., Михайлюк С. Ф. Програмний комплекс обробки та інтерпретації гравіметричних і магнітометричних даних і аномалій геоїду // Бюлетень УАЦ. — 1997. — Вип. 1. — С. 245—250.
- Милеев В. С., Розанов С. Б., Барабошкин Е. Ю., Рогов М. А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюл. МОИП., отд. геол. — 2006. — **81**, вып. 3. — С. 22—33.
- Орловецкий Ю. П. Мантийный диапиризм. — Киев: Наук. думка, 1990. — 172 с.
- Плотнікова Л. Ф., Маслун Н. В., Іванік М. М., Цихоцька Н. Н., Шумник А. В. Стратиграфія крейдово-палеоценових відкладів та особливості геологічного розвитку західної частини північно-західного шельфу Чорного моря // Геолог. журн. — 2003. — № 2. — С. 27—38.
- 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.
- Трипольский А. А., Шаров Н. В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. — Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2004. — 159 с.
- Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Халалев Е. М. Тектоника мезокайнозойских 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.
- Югин В. В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. — Киев: УкрГГРИ, 2008. — 117 с.
- Electronic nautical charts collection. — 1998. — list 31008, 1:500000.
- Stoll R. D., Bryan G. N. Physical properties of sediments containing gas hydrates // J. Geophys. Res. — 1979. — **84**, № B4. — P. 1629—1634.