

Глубинное строение и развитие Скифской плиты в мезо-кайнозое в сечении профиля МОВ—ОГТ № 598506

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

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 20 июля 2012 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

Проведено гравітаційне моделювання і побудовано палеоструктурний розріз уздовж профілю МВХ—ЗГТ № 598506. Результати дали змогу розвинути уявлення про глибинну будову і еволюцію центральної частини північно-західного шельфу Чорного моря. Визначено місцеположення межі Східноєвропейської платформи і Скифської плити в перетині профілю. Підтверджено рифтогенне походження Каркінитського прогину, а також наявність під юрськими відкладами Каламітського валу лінзи порід із густиною, характерною для відкладів тріасу. Згідно із значеннями швидкостей осадоагромадження, обчисленими на підставі даних щодо потужності осадових комплексів, розвиток структур району досліджень пов'язаний із зануренням Каркінитського прогину протягом крейди — майкопу і Крайового уступу в пізній крейді. У цей час опускання відбувається у межах Західночорноморської западини. Характер розломутворення в ході еволюції Каркінитського прогину вказує на наявність у ранній крейді режиму розтягування літосфери у південному напрямку, який в палеогені змінився стисненням, зумовленим, вочевидь, тиском з боку Західночорноморської западини.

Gravity modeling has been conducted and paleostructural section along the profile MRW CMP № 598506 has been plotted. Results made possible to develop the concept on deep structure and evolution of the central part of the north-western shelf of the Black Sea. Location of the boundary of the East-European platform and the Scythian plate in the profile section has been delimited. Riftogenic origin of the Karkinite sag has been confirmed as well as the presence of the rock lens with the density value specific for Triassic deposits under Jurassic deposits of the Kalamite swell. According to velocity values of sediments accumulation calculated on the base of the data on thickness of sedimentary complexes the development of the structures of the region was produced by the sinking of the Karkinite sag during the Cretaceous — Maikopian and of the Edge footstep in the Upper Cretaceous. Currently the sinking within the limits of the West—Black Sea lobe occurred. The character of faults formation during the evolution of the Karkinite sag indicates the presence of the southward direction stretching regime in the Early Cretaceous, which changed by compression, produced probably by the pressure from the side of developed West-Black Sea lobe.

Введение. Строение земной коры и верхней мантии в пределах северо-западного шельфа Черного моря напрямую изучено недостаточно, поскольку имеются всего два профиля глубинного сейсмического зондирования — № 25 и 26. Поэтому для изучения структуры данного региона применяются другие методы геофизики, в частности гравитационное моделирование. Данная работа начинается исследования тектоники Скифской плиты по сети меридиональных сейсмических профилей, дающих информацию о строении осадочного чехла.

Двумерное гравитационное моделирование вдоль профиля МОВ ОГТ № 598506.

Профиль МОВ ОГТ № 598506 длиной 180 км начинается примерно в 10 км к югу от центральной части Тендровской косы и пролегает в субмеридиональном направлении практически через центр Каркинитского прогиба (рис. 1). Выбор профиля не в последнюю очередь обусловлен тем, что он проложен в непосредственной близости от скважин Голицынская-4, Архангельского-1 и Штилевая-2, а это дает возможность увязки сейсмической записи со стратиграфическим разрезом, полученным по данным бурения. Плотностная модель вдоль профиля была продлена на 20 км к северу и 55 км к югу с целью учета бокового влияния прилегающих

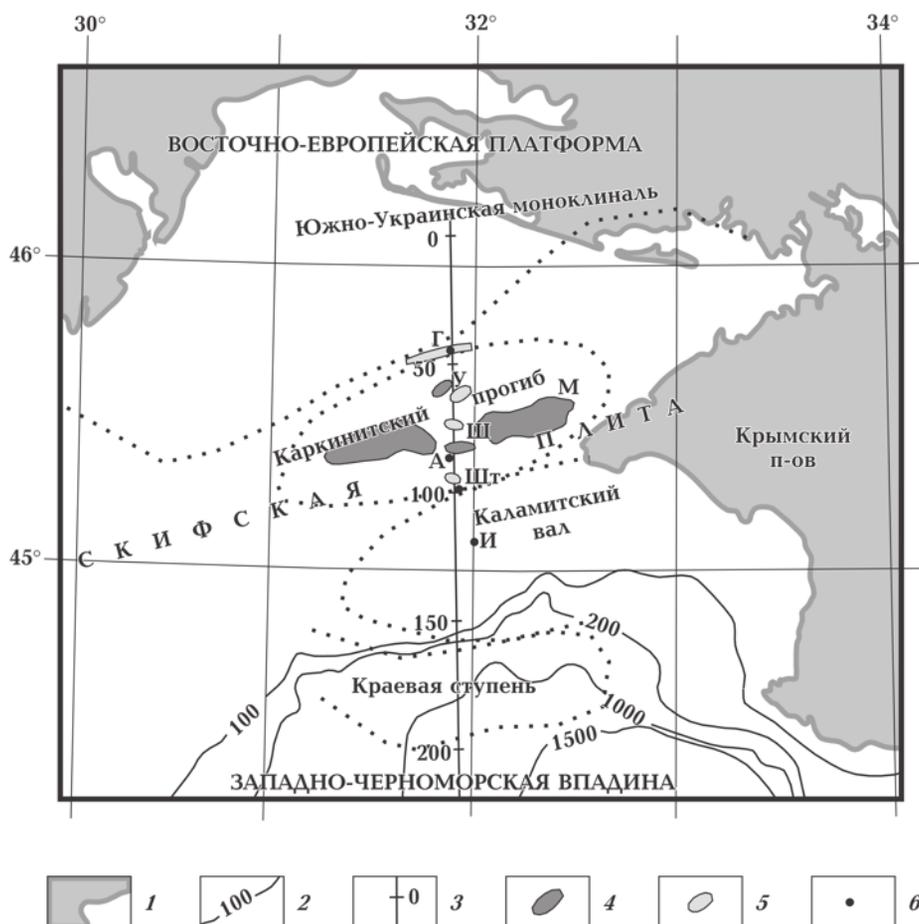


Рис. 1. Схема местоположения основных структур района исследований с положением профиля: 1 — береговая линия; 2 — изобаты дна, м; 3 — модельный профиль; 4 — впадины в пределах Каркинитского прогиба (А — Архангельского, М — Михайловская, У — Украинская); 5 — локальные поднятия (Г — Голицына, У — Украинская, Ш — Шельфовая, Шт — Штилевая); 6 — скважины (А — Архангельского-1, Г — Голицына-4, И — Ильичевская-2, Шт — Штилевая-2).

структур Восточно-Европейской платформы и Западно-Черноморской впадины, которые вносят существенный вклад в наблюдаемое гравитационное поле.

Значения аномалий силы тяжести в свободном воздухе были получены в результате набортных съемок, выполненных ПО «Южморгео» в 1967—1994 г., а также Институтом геофизики НАН Украины в 1995 г. [Гросс и др., 1998]. Наблюдаемое гравитационное поле вдоль профиля в целом отличается спокойным, без резких скачков, характером и разделяется на несколько частей. Севернее ПК 70 величины Δg колеблются в пределах ± 4 мГал (рис. 2), южнее аномальная кривая плавно повышается до ПК 135. В интервале ПК 135—160 наблюдается другой достаточно выровненный участок со значениями Δg 52—55 мГал. Максимум приурочен к бровке шельфа. В сторону Западно-Черноморской котловины

поле снижается до 18 мГал на конце профиля, образуя вполне выраженный перегиб над континентальным подножием.

Общее геологическое строение района исследований по имеющимся геолого-геофизическим данным [Геология..., 1985] отличается следующими особенностями. Консолидированная кора северного Причерноморья, которое расположено в пределах Восточно-Европейской платформы, сложена дорифейскими (архей-протерозойскими) образованиями, перекрытыми маломощными послееюрскими отложениями. На Скифской плите осадочный чехол представлен не только широко распространенными (с небольшими перерывами) горизонтами от мела до голоцена, но и локально залегающими породами триасового и юрского возраста. Неконсолидированные осадки покрывают дислоцированное и метаморфизованное складчатое основание,

время образования которого определяется в интервале протерозой — палеозой.

При построении модели использовались карта рельефа дна (dKart, 1998) и сейсмические данные МОВ ОГТ о строении осадочного чехла: по профилю [Безверхов, 1988] и южной закраины [Туголесов и др., 1985]. Параметры структуры земной коры и верхней мантии в пределах Скифской плиты опирались на значения, полученные при моделировании литосферы вдоль профилей ГСЗ № 25 и 26 [Козленко и др., 2009; 2013], пересекающих модельный профиль на ПК 133 и 77 соответственно. Глубинное строение южной закраины, охватывающей край Западно-Черноморской котловины и переходной зоны от континентальной к субокеанической структуре, задавалось согласно [Литосфера..., 1994]. Значения ρ в пределах слоев одного возраста последовательно увеличиваются от прибрежной зоны до глубоководной впадины, поскольку плотности осадков зависят от их мощности и глубины залегания [Старостенко и др., 2003]. Кристаллический фундамент в модели был традиционно разделен на «гранитный» и «базальтовый» слои со средними для каждой толщи величинами ρ .

Моделью приведения послужила опорная плотностная 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 помощью программы [Козленко та ін., 1997] с шагом 5 км. Разность между наблюдаемым и модельным полем (точность расчетов) колеблется от $-3,5$ до $+4,8$ мГал.

Плотностная модель вдоль профиля. По строению осадочного чехла модель подразделяется на четыре блока — Южно-Украинскую моноклиаль (ЮУм), Каркинитский прогиб (Кп), Каламитский вал (Кв) и Краевую ступень (Кс) (см. рис. 2).

Участок до ПК 40 относится к Южно-Украинской моноклинали, которая характеризуется пологим залеганием осадочных слоев с постепенным нарастанием их мощностей в южном направлении. Общая толщина чехла увеличивается с 2,1 до 4,5 км. Южным ограничением ЮУм является Голицынский разлом, который падает в южном направлении под углом около 30° , причем северный борт опущен по сравнению с южным. Перепад поверхностей всех слоев составляет 330 м, за исключением кровли майкопских отложений,

которая смещена по разлому только на 200 м.

По результатам подбора плотностной модели, ЮУм перекрывает края двух сопредельных структур более высокого порядка — Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Скифской плиты (СП), имеющих резко различное глубинное строение. ВЕП характеризуется типично континентальной корой мощностью более 40 км с примерно равным соотношением «гранитного» и «базальтового» слоев. По границе между ВЕП и СП, расположенной на ПК 35 и имеющей субвертикальное заложение, кровля мантии резко поднимается с 42 до 38,4 км. По этой же линии глубина залегания поверхности кристаллического фундамента изменяется еще больше — падает с 4 до 10,2 км. Такие резкие перепады гипсометрии слоев по обе стороны границы указывают на ее несомненно разломный характер. «Гранитный» слой к югу от границы сильно утончается, над ним появляется слой, который по данным бурения скв. Голицынская-4 относится к метаморфическим образованиям. Возраст зелено-сланцевой фации, вскрытой данной скважиной, по интерпретации [Гожик та ін., 2007], определяется как верхнепротерозойский — т. е. породы претерпели байкальскую складчатость. В то же время [Шикер и др., 1987] относит эту толщу к герцинской (позднекаледонской) складчатой структуре среднего палеозоя, поскольку подобные породы обнажаются в пределах шельфа о-ва Змеиный [Сулимов, 1984], тогда как [Гожик та ін., 2006] считают, что сланцы указанной скважины образовались в девоне и перми (т. е. в верхнем палеозое). Но в любом случае породы верхней части консолидированного фундамента СП значительно моложе, чем ВЕП.

Южнее Голицынского разлома расположен Каркинитский прогиб, в пределах которого резко увеличивается мощность мезокайнозойского осадочного чехла. В сечении профиля прогиб имеет достаточно сложное строение земной коры. По поверхности домелового складчатого основания он представляет собой две впадины, разделенные Центрально-Михайловским поднятием, состоящим из структур Украинская и Шельфовая. Поскольку в геолого-геофизической литературе эти депрессии не имеют собственного наименования, для удобства описания авторы предлагают впредь называть северную Украинской, а южную — Архангельского по наименованию близлежащих структур. Украинская впадина

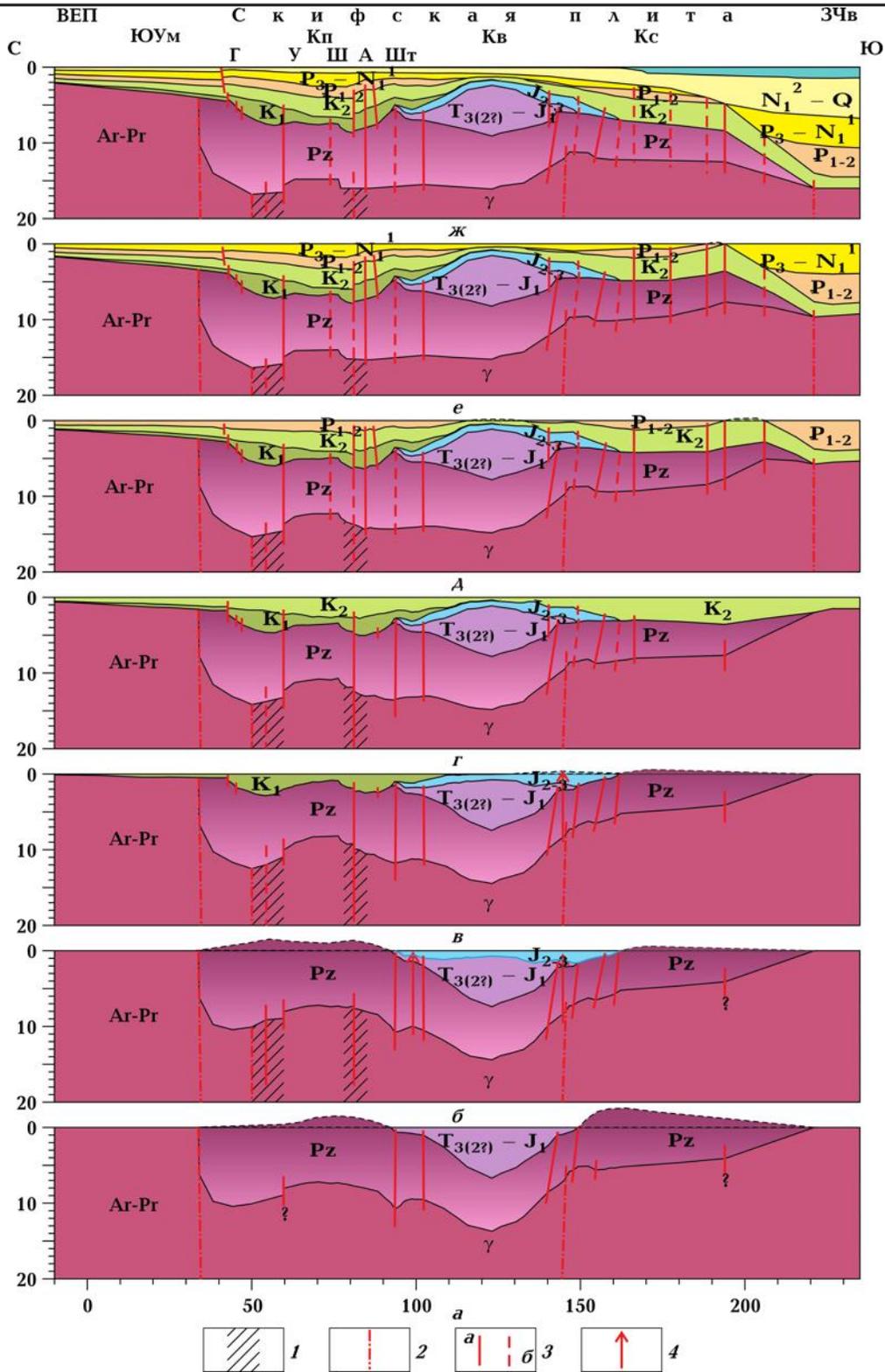


Рис. 3. Палеоструктурный разрез, построенный по данным МОВ ОГТ [Безверхов, 1988]. Обозначение структур см. рис. 2. Строение земной коры на момент: а — конец лйаса (J₁); б — конец юры (J₃); в — конец раннего мела (K₁); г — конец позднего мела (K₂); А — конец эоцена (P₂); е — конец майкопа (N₁¹); ж — современная структура (Q); 1 — высокоплотные блоки, выделенные по результатам гравитационного моделирования; 2 — транскорвые разломы по результатам плотностного моделирования; 3 — разломы по данным палеоструктурного профилирования (а — активные, б — «залеченные»); 4 — направление поступления вулканического материала.

(ПК 43—61) характеризуется залеганием подошвы мела на глубине 7,7 км. По результатам моделирования кристаллические породы в ее пределах существенно уплотнены по сравнению с окружающими блоками — «гранитный» слой на 0,07 г/см³, «базальтовый» — на 0,02 г/см³. Впадина Архангельского (ПК 78—92) на 1 км глубже, но меньше по простиранию. В ее центре меловые и палеоценовые отложения разбиты Михайловским (Крымско-Георгиевским, Сулинско-Тарханкутским, Сулинско-Крымским) разломом, южный борт которого приподнят относительно северного на 300—700 м в различных слоях. Строение консолидированной части земной коры в пределах данной впадины подобно таковому под Украинской депрессией, однако уплотнение относительно прилегающих участков составляет в «гранитном» слое 0,1 г/см³, а в «базальтовом» — 0,04. Подобное сочетание достаточно узких и глубоких прогибов, заполненных осадками, с подстилающими их блоками повышенных значений ρ является характерной чертой рифтогенов.

Михайловский разлом видимого продолжения в нижних слоях коры не имеет. Голицынский же, если его протрассировать на глубину (красный пунктир на рис. 2), соединится с вертикальным разломом, доходящим до мантии, который с севера ограничивает блок высоких плотностей под Украинской впадиной.

Центрально-Михайловское поднятие (ПК 61—78) проявляется возвышением не только домелового складчатого основания, но и слоев кристаллического фундамента, и окаймляется разломами в «гранитном» слое.

Разница в гипсометрии поверхностей структурных этажей края поднятия и прилегающей впадины с северной стороны (депрессия и структура Украинские) увеличивается вниз по разрезу от 0,5 км для подошвы осадочного чехла до 1,5 км для кровли «базальтового» слоя, тогда как на южном борту (структура Шельфовая — впадина Архангельского) перепад глубин практически постоянен и составляет 1,1—1,2 км.

Кровля мантии в пределах Каркинитского прогиба по данным моделирования залегает горизонтально на глубине 36,7 км. Таким образом, ундуляции поверхностей слоев коры не отражаются в гипсометрии мантии. Это можно объяснить тем, что изостазия в данном районе достигается с помощью перераспределения плотностей в фундаменте по схеме Пратта.

Плавный переход от Каркинитского прогиба к Каламитскому валу нарушает структуру Штилевая, которая по кровле домеловых отложений воздымается примерно на 1,5 км. Судя по результатам проведенных расчетов, данная структура генетически относится к Каламитскому валу, поскольку ниже осадков мелового возраста здесь определены образования триаса и юры так же, как и под валом.

Каламитский вал определяется значительным подъемом поверхностей мезозойских отложений. В его осевой части полностью отсутствует палеоцен-эоценовый горизонт, а толщина слоев от средней юры до нижнего миоцена существенно уменьшена. Общая мощность неконсолидированных осадков составляет всего 2,4 км, что является наименьшей для СП в сечении профиля. Ниже юрского этажа залегает линза, сложенная, предположительно, породами триаса и нижней юры. Существование тела с плотностью 2,65 г/см³ между осадочным чехлом и складчатым основанием в пределах вала было определено при гравитационном моделировании профиля ГСЗ № 25 [Козленко и др., 2009] и нашло подтверждение при подборе поля силы тяжести вдоль профиля II КМПВ. В фундаменте границы изгибаются согласно гипсометрии подошвы триасовой линзы. Глубина залегания кровли мантии в осевой части вала на 0,8 км ниже, чем в пределах Каркинитского прогиба.

Строение земной коры в сводовой части Каламитского вала и в пределах его южного склона (ПК 140—160) различно. Тело с величиной $\rho=2,65$ г/см³ выклинивается на ПК 150, южнее юрские отложения залегают непосредственно на складчатом основании. Данный участок профиля в кристаллическом фундаменте с обеих сторон ограничен трансформированными разломами, между которыми наблюдается асимметричный подъем «гранитного» и «базальтового» слоев до 11,2 и 18,3 км соответственно. Монотонный подъем поверхности мантии от 37,2 (ПК 133) до 31 км (ПК 159) в пределах этого блока осложнен небольшим прогибанием.

От подножья Каламитского вала в сторону Западно-Черноморской впадины простирается Краевая ступень (ПК 160—193), которая характеризуется субгоризонтальным (меньше 2,5°) залеганием всех поверхностей, от подошвы коры до кровли майкопской свиты за исключением зон выклинивания палеоген-нижнеогеновых осадков, где угол наклона составляет 6,5—8,5°.

Мощность палеозойского складчатого основания Скифской плиты по результатам проведенного моделирования в целом уменьшается с севера на юг от 10 до 4 км, за исключением района структуры Штилевая. Толщина «гранитного» слоя на большей части разреза практически постоянна (7—8 км), кроме Каркинитского прогиба, где она составляет порядка 4,5 км. «Базальтовый» слой утончается от 19 км на границе с Восточно-Европейской платформой до 11 км на границе с Западно-Черноморской котловиной.

Палеоструктурный разрез вдоль профиля. Развитие СП в пределах изучаемого района в течение мезо-кайнозоя можно представить на основании палеоструктурного разреза (рис. 3), построенного путем последовательного вычитания толщины осадочных горизонтов от четвертичного до юрского, границы которых получены по данным сейсморазведки [Безверхов, 1988]. Мощности триасового горизонта и складчатого основания были заданы по результатам гравитационного моделирования.

Вероятно, в конце протерозоя образовался трансформный разлом, отделивший южный край ВЕП от СП, в пределах которой в начале мезозоя после окончания герцинского цикла орогенеза, дислоцировавшего накопившиеся осадки, образовалось консолидированное складчатое основание.

Во второй половине триаса практически посередине современной плиты возник прогиб, заполнявшийся осадками (рис. 3, а). Конфигурация его подошвы позволяет предположить, что опускание происходило в два этапа. Вначале образовался бассейн шириной 57 км и глубиной около 1 км (ПК 92—150). В дальнейшем погружение продолжалось, но уже на меньшей площади (ПК 102—142). В результате в осевой части впадины к концу лейаса (J_1) накопилось 6,7 км отложений и, таким образом, скорость осадконакопления составила порядка 0,145 мм/год. Местоположение южного края прогиба, скорее всего, было обусловлено наличием трансформного разлома, определенного по результатам проведенного моделирования. В зоне его влияния в складчатом основании возникли два практически параллельных тектонических нарушения, которые и определили границы внешней и внутренней частей образовавшегося бассейна. Северный борт котловины также контролируется подобной парой разломом, но имеющих субвертикальное падение.

Южнее триасовой впадины на ПК 155 отмечается нарушение гипсометрии подошвы складчатого основания. Подобный перегиб поверхности фиксируется на ПК 194, а на ПК 60 отчетливо выделяется разлом, вдоль которого эта поверхность смещена по вертикали на 1 км. Две последние дислокации на рисунке отмечены знаками вопроса, поскольку отсутствие в этих местах триас-юрских отложений не позволяет точно установить, существовали ли они в раннем мезозое. Однако то, что нарушение на ПК 60 лежит на границе впадины и сводового поднятия подошвы палеозойского складчатого основания, позволяет предположить, что в триасе она уже вполне могла быть.

В среднеюрское время область прогибания сместилась к югу, причем максимумы погружения тяготеют не к центру, а к краям бассейна (рис. 3, б). Наибольшая мощность отложений юрского комплекса составляет 1,6 км и приурочена к южной окраине триасовой впадины. Скорость осадконакопления в этом месте равна 0,04 мм/год. Поскольку юрские отложения представлены вулканогенно-осадочной толщей, в данном районе должны были существовать вулканические постройки. Таковыми, возможно, являются локальные поднятия подошвы средне-верхнеюрского комплекса на ПК 99 и 144. Северное воздымание приурочено к синхронному изгибу вверх поверхностей складчатого основания и ограничено с двух сторон разломами. Южное по подошве триаса практически не выражено, однако оно также находится между двумя нарушениями в зоне трансформной деструкции, которая могла быть источником поступления магматического материала. Северное ограничение юрской впадины (ПК 93) определялось положением триасового нарушения, а южная граница контролируется разломом, который был намечен по поверхности кристаллического фундамента на ПК 160 (см. рис. 3, а).

В пределах современного Каркинитского прогиба к концу юры в консолидированном фундаменте в центрах выявленных проведенным моделированием высокоплотностных блоков образовалось два новых нарушения (ПК 54 и 81), вдоль которых в результате первой фазы рифтогенеза начались внедрения мантийного вещества, сопровождавшиеся незначительными подъемами подошвы палеозойского складчатого основания. Следует отметить, что рифтогену на ПК 50—60 сопутствуют не только центральный, но и боковые разломы, северный из которых на гравита-

ционной модели прослеживается до кровли мантии (см. рис. 2), а южный намечается на предыдущем временном срезе (см. рис. 3, а). Второй рифт (ПК 78—85) расположен почти в центре воздымания подошвы складчатого основания и характеризуется только нарушением, служившим каналом поступления магмы. Такие расхождения в строении скорее всего указывают на то, что время начала и/или условия протекания процесса рифтообразования в этих двух зонах отличались друг от друга, что в плотностной модели нашло отображение в различном уплотнении консолидированной коры впадин Украинской и Архангельского (см. рис. 2).

В раннем мелу южный край ВЕП и северная часть Скифской плиты в сечении профиля испытали погружение, которое на разных участках протекало с разной скоростью (рис. 3, в). Больше всего опустились впадины Украинская и Архангельского, до 2,9 и 2,5 км, т. е. скорость осадконакопления ($V_{\text{он}}$) составила 0,074 и 0,064 мм/год соответственно. Причем в Украинской депрессии участок прогибания четко соответствует блоку редуцированной коры, приуроченной к зоне повышенных плотностей в гравитационной модели (см. рис. 2), тогда как ось мульды Архангельского смещена к южному краю соответствующего блока модифицированного фундамента. Следует также отметить, что в подошве нижнемелового комплекса Украинской впадины разрывные нарушения не прослеживаются, в то время как в мульде Архангельского юрский разлом, служивший каналом поступления мантийного вещества в кристаллическую кору (ПК 81), проявляется как вертикальный сброс южного крыла с амплитудой 400 м. Кроме этого, отмечается новая зона деструкции на ПК 89. Таким образом, можно утверждать, что в раннем мелу Украинская впадина испытывала компенсационное погружение поверхности фундамента вследствие кристаллизации внедрившегося в кору магматического материала, а в мульде Архангельского этот процесс сочетался с растяжением литосферы в южном направлении. В процессе тектонических движений в данном районе к концу альба между двумя депрессиями сформировалось Центрально-Михайловское поднятие, причем Шельфовая структура, определяющая его южный край, четко выражена, тогда как Украинская, формирующая его современное северное ограничение, совершенно не прослеживается.

Полученное строение земной коры к концу раннего мела подтверждает высказанное ранее предположение о различном протекании тектонических процессов в пределах двух субвпадин Каркинитского прогиба.

Из рис. 3, в видно, что граница ВЕП и Скифской плиты в рельефе досенноманского осадочного бассейна совершенно не выражена. Следовательно, в раннемеловом периоде трансформированный разлом, разделивший эти структуры, потерял активность. Северный край СП (ПК 34—43) «припаялся» к древнему образованию и стал менее восприимчивым к новым тектоническим преобразованиям. Достаточно большая жесткость складчатого основания данного участка привела к образованию Голицынского разлома, по которому южный борт вертикально был опущен на 330 м. Различный характер погружения поверхности фундамента по обе стороны этого разлома привел к формированию Южно-Украинской моноклинали и Каркинитского прогиба.

Развитие впадины Архангельского дало начало образованию северного склона Каламитского вала, область гребня которого испытала незначительное (до 150 м) опускание. Зона разлома на ПК 93, отмеченного в триасе и определявшего северный край юрского бассейна, как ни странно, образовала более устойчивую к процессу погружения структуру, названную Штилевой. Кроме того, возникновение структуры Штилевой может быть связано с проседанием поверхности на прилегающих участках (с севера — Каркинитского прогиба, а с юга — части профиля на ПК 97—102). Этот интервал на рис. 3, б выражается как поднятие, скорее всего, вулканического происхождения. Раскристаллизация и уплотнение в раннем мелу поступившего в юре магматического материала привели к погружению данного блока. Вторая предполагаемая вулканическая постройка, выделенная на юрском разрезе (см. рис. 3, б), видимого опускания не испытала. Поскольку в нижнемеловых породах данного района также выделяются вулканогенно-осадочные образования [Гожик та ін., 2010], можно предположить, что указанная структура являлась одним из поставщиков пирокластического материала не только в доггере и мальме (J_{2-3}), но и в раннемеловое время.

В позднем мелу в процесс опускания были вовлечены все структуры изучаемого региона (рис. 3, г). Основными областями прогибания

являлись Каркинитский прогиб и район современной Краевой ступени. Характер тектонических движений в прогибе кардинально изменился по сравнению с предыдущим временным срезом. Монотонно нарастающее осадконакопление захватило не только Южно-Украинскую моноклираль, но и продолжилось до осевой части Украинской впадины (ПК 54). Подвижки по Голицынскому разлому продолжались, но с меньшей амплитудой — величина сброса составила 200 м, что примерно в 1,5 раза меньше, чем в раннем мелу.

Поскольку в гипсометрии подошвы верхнемелового комплекса впадины Украинская и Архангельского не выражены, можно сделать вывод, что их индивидуальное развитие завершилось вследствие прекращения процессов, связанных с позднерифтовыми погружениям над уплотненными блоками фундамента. Максимальная мощность осадков позднего мела ($h=2,68$ км, $V_{\text{он}}=0,070$ мм/год) приурочена к границе Центрально-Михайловского поднятия и депрессии Архангельского. Это место находится между двумя крупными субширотными впадинами Каркинитского прогиба, которые расположены западнее и восточнее профиля (см. рис. 1). Учитывая, что величина указанных депрессий предполагает более интенсивные процессы рифтогенного редуцирования консолидированной коры и последующего проседания фундамента, чем в локальных впадинах, постранимеловая эволюция данного района в сечении разреза определялась региональными процессами, охватывающими прогиб как единое целое.

Сулинско-Тархаткутский разлом (ПК 81) продолжал активно развиваться, но при этом направление тектонических движений претерпело инверсию: южное крыло стало приподнятым почти на 200 м, т. е. суммарная подвижка по этому нарушению в верхнем мелу достигла приблизительно 600 м.

Прогибание на месте юрского палеовулкана (ПК 100) продолжилось. Минимальное опускание в данный период времени испытал Каламитский вал, осевая часть которого просела менее, чем на 400 м, т. е. скорость осадконакопления составила 0,010 мм/г. В позднем мелу формируется южное крыло вала вследствие интенсивного нисходящего движения на месте современной Краевой ступени, где толщина осадков достигает 3,5 км (скорость осадконакопления равна 0,091 мм/г). Возникновение вала как самостоятельной структурной единицы несомненно вызвано не восхо-

дящими движениями в его пределах, а погружением соседних с ним блоков земной коры. В то же время неровная конфигурация подошвы верхнемеловых отложений указывает и на локальную тектоническую активность, связанную, вероятно, с унаследованными разломами.

В палеоцене—эоцене (P_{1-2}) характер тектогенеза в сечении профиля усложняется (рис. 3, д). Южно-Украинская моноклираль, Каркинитский прогиб и Краевая ступень продолжают испытывать погружение, тогда как осевая часть Каламитского вала и блок южнее Краевой ступени оказываются выше уровня моря. Кроме того, начинает формироваться Западно-Черноморская впадина.

К концу данного интервала времени на отрезке профиля от ПК 10 до ПК 115 образовался осадочный бассейн с достаточно выровненной подошвой. Наиболее мощное осадконакопление, около 1,5 км ($V_{\text{он}}=0,035$ мм/год), также, как и в верхнем мелу, отмечается в центре Каркинитского прогиба. Голицынский разлом сместился к северу, причем направление движения по нему поменялось на противоположное — приподнятым на 200 м оказалось южное крыло. Таким образом, общая амплитуда подвижки за данное время составила 400 м. В пределах впадины Архангельского возобновилась тектоническая активность, что проявилось в возникновении разрывных нарушений, причем разлом на ПК 88 пересекает и оба меловых горизонта, а на ПК 85 доходит даже до кристаллического фундамента. В результате вертикальных движений вдоль разломных зон в данном районе сформировалось две локальные антиклинальные структуры.

Небольшой осадочный бассейн (мощностью до 0,3 км) отмечается в центральной части южного борта Каламитского вала на ПК 133—149. Южное ограничение данного прогибания контролируется глубинным разломом, прослеживающимся еще с триаса. Более мощное осадконакопление (более 1,2 км) происходило в пределах Краевой ступени, причем самая глубокая точка подошвы палеогенового горизонта приурочена к северному краю этой структуры, тогда как верхнемелового — к южному.

В майкопе ($P_3-N_1^1$) прогибание вновь охватило практически всю СП в сечении профиля, за исключением небольшого участка на южном краю Краевой ступени (рис. 3, е). Голицынский разлом продолжал свою ак-

тивность, хотя и с меньшей интенсивностью — южный борт приподнят на 130 м против 200 м в палеоцене—эоцене. При этом, в отличие от вертикального заложения в меловом времени, в палеогене данная дизъюнктивная дислокация приобрела наклонное положение с падением в южном направлении. Наибольшая мощность осадков, почти 1,8 км ($V_{\text{он}} = 0,099$ мм/год), накопилась в центре Каркинитского прогиба, над структурой Шельфовая. Участок земной коры в центре впадины Архангельского продолжил свою активность, вследствие которой палеозойское складчатое основание и домайкопская осадочная толща оказались вовлечены в восходящие движения. Наибольшее воздымание испытала зона нарушения на ПК 85, в результате чего образовалась структура Архангельского.

Северный борт Каламитского вала и структура Штилевая характеризуются практически горизонтальным залеганием подошвы майкопской свиты на глубине около 800 м, что указывает на отсутствие тектонической активности на данном интервале профиля так же, как и в сводовой части вала, где мощность отложений $P_3-N_1^1$ выдержана по простиранию и составляет порядка 400 м.

В пределах Краевой ступени характер диастрофизма существенно изменился по сравнению с предыдущим временным срезом. Ось прогибания сместилась еще дальше к северу и оказалась приуроченной к средней части южного склона Каламитского вала (ПК 149, мощность отложений составляет почти 950 м). Южная часть ступени поднялась выше уровня моря, а палеоценовый участок суши на ПК 194—206, представленный верхнемеловыми породами, наклонно опустился вследствие погружения Западно-Черноморской впадины, на северном борту которой накопилась майкопская осадочная призма мощностью более 3 км.

С середины миоцена по настоящее время тектоническая обстановка в сечении профиля в целом была спокойной (рис. 3, ж). Голицынский разлом усилил свою активность — его южный борт приподнят более, чем на 200 м против 130 м в майкопе. Остальные разрывные нарушения, выделенные на предыдущих временных срезах, выше кровли майкопских отложений не проявляются. Прогибание в пределах Каркинитского прогиба составило менее 150 м. Подошва верхнего осадочного комплекса достаточно плавно, с нарастающим градиентом, погружается от 680 м над структурой Архангельского до 2,8 км над

разломом в средней части Краевой ступени. Дальше к югу крутизна залегания этой поверхности возрастает и к оконечности ступени глубина достигает 4,8 км. Мощность толщи N_1^2-Q с севера на юг нарастает неравномерно: у современного континентального подножья Западно-Черноморской впадины ее величина на 350 м меньше, чем в районе бровки шельфа. Это объясняется тем, что край шельфа сформирован объемной проградационной призмой дельты Палеоднепра.

Разломная тектоника. В пределах изучаемого участка СП широко развиты разрывные нарушения, которые группируются в зоны, приуроченные к определенным тектоническим структурам. Наиболее древний разлом мантийного заложения, имеющий южное падение, является шовной зоной между ВЕП и СП (ПК 34 на рис. 2). Он возник, вероятно, в конце протерозоя; после окончания герцинского цикла тектогенеза и образования палеозойского складчатого основания плиты утратил активность (см. рис. 3).

Южнее границы ВЕП и СП находится Украинская впадина (ПК 42—61), характеризующаяся сложной разломной тектоникой. В ее центре находится система нарушений глубинного заложения, связанная с поступлением в кору, скорее всего в юре (см. рис. 3, б), мантийного вещества в процессе рифтогенеза. По результатам плотностного моделирования (см. рис. 2) разлом на ПК 50 имеет трансоровый характер, а вся эта зона представляет собой блок повышенных плотностей в кристаллическом фундаменте. Южный из разломов (ПК 60) прослеживается до верхнего мела включительно.

На северном краю впадины расположена Голицынская система разломов, появившаяся в нижнем мелу в результате погружения кровли фундамента при раскристаллизации внедрившихся расплавов под центром депрессии. Данная зона нарушений имеет сложный характер развития: в мелу, как нижнем, так и верхнем (см. рис. 3, в, г) опущенным являлся южный борт разлома, что объясняется процессами углубления впадины. В кайнозое произошла инверсия движений, и этот борт стал приподнятым. Причем активные тектонические подвижки продолжались до миоцена. Об этом свидетельствует различная величина перепада глубин залегания крыльев дизъюнктивной дислокации на каждом из временных срезов (см. рис. 3, д—ж). Прогрессирующее смещение к северу края

Каркинитского прогиба вдоль Голицынского разлома в процессе эволюции может свидетельствовать о начавшемся в палеогене надвиге СП на край ВЕП.

В юре, возможно, синхронно с Украинской зоной нарушений возникает Михайловский разлом (ПК 81), связанный с процессом внедрения в кристаллическую часть коры мантийного вещества под впадиной Архангельского (см. рис. 3, б). Так же, как и Голицынский разлом, это нарушение формируется как структура с опущенным южным крылом и остается таковым до позднего мела (см. рис. 3, в), а затем направление тектонических движений меняется и этот борт оказывается приподнятым (см. рис. 3, г—ж). В раннем мелу на южном склоне впадины по поверхности складчатого палеозойского основания возникает новый разлом на ПК 89 (см. рис. 3, в). В верхнем мелу это нарушение себя не проявляет (см. рис. 3, г), но в палеогене активизируется, распространяясь до палеоцен-эоценовых отложений (см. рис. 3, д). В это же время возникает еще один разлом на ПК 85, расположенный у южного края блока повышенной плотности под впадиной Архангельского, который рассекает меловые осадки и достигает палеозойского складчатого основания. Тем самым формируется Михайловская зона разломов, где меловые осадочные горизонты сминаются в складки (см. рис. 3, д). Эти нарушения выше по разрезу не распространяются, хотя возникновение в майкопе структуры Архангельского несомненно связано с активностью данных дизъюнктивных дислокаций (см. рис. 3, ж). Появление на данном участке профиля складчатых образований в начале кайнозоя синхронно с изменением направления подвижек по Голицынскому разлому может свидетельствовать о возникновении в Каркинитском прогибе режима сжатия, обусловленного, по всей видимости, давлением со стороны развивавшейся Западно-Черноморской котловины, вследствие чего большая часть СП надвигается на ЮУм.

На южном борту Каркинитского прогиба на ПК 93 и 102 расположены разломы, контролировавшие северный край триасового (см. рис. 3, а) и юрского (см. рис. 3, б) бассейнов. К концу нижнего мела (см. рис. 3, в) в зоне первого из них сформировалась структура Штилевая и в последующее время данные дислокации себя не проявляли.

В средней части южного крыла Каламитского вала на ПК 145 по результатам плот-

ностного моделирования (см. рис. 2) было определено трансоровое нарушение северного падения. К концу триаса (см. рис. 3, а) по обе стороны этого разлома на ПК 142 и 149 сформировались дислокации той же направленности, но более пологие и менее глубокого заложения (рассекающие складчатое основание до кристаллического фундамента), которые определяли развитие южной окраины осадочного бассейна триасового возраста. Центральный разлом в юрское (см. рис. 3, б) и, возможно, раннемеловое (см. рис. 3, в) время служил подводющим каналом поступления магматического вещества в верхнюю часть коры и обуславливал вулканическую активность в данном районе. Нарушение на ПК 149 в позднем мелу продолжило свою активность, однако изменило направление на вертикальное (см. рис. 3, г). К данной зоне относится возникший в это же время разлом (ПК 140), пересекающий юрский и триасовый горизонты. Последние две дислокации сформировали ступень на южном борту Каламитского вала и до майкопа включительно определяли различный режим осадконакопления в разных частях южного крыла вала.

В триасе возникает разлом на ПК 155, который в юре дополняется еще одним нарушением на ПК 160. Эта зона определяла гипсометрию южного края бассейна юрского возраста (см. рис. 3, б). В последующее время эти дислокации активности не проявляли. Следует отметить, что по результатам проведенного моделирования (см. рис. 2) на ПК 159 в кристаллическом фундаменте выделяется вертикальный разлом, хотя явно выраженного продолжения выше кровли «базальтового» слоя он не имеет. В модели данное трансоровое нарушение фактически является северной границей Краевой ступени, которая характеризуется уменьшенной мощностью земной коры по сравнению с остальной частью СП. Поэтому не исключено, что зона триас-юрских дислокаций определяла границу воздействия Западно-Черноморского диапира, обусловившего подъем кровли мантии в пределах ступени.

Краевая ступень отличается разреженным, по сравнению с другими структурами, развитием нарушений. В верхнем мелу возникает разлом у ее северного края (ПК 166, рис. 3, г), позже, в палеогене, образуется дислокация в южной части (ПК 189, рис. 3, д), а в майкопе — в центре (ПК 179, рис. 3, е). Все эти нарушения имеют общие черты: во-первых, они рассека-

ют осадочную толщу и достигают кристаллического фундамента; во-вторых, заканчивают свою активность в майкопе (см. рис. 3, ж). Южная граница Краевой ступени является древним тектоническим элементом и проявляется как перегиб подошвы складчатого основания на ПК 194 (см. рис. 3, а—в). На последующих этапах эволюции (см. рис. 3, г—ж) она ведет себя как шарнирная зона: в верхнем мелу это место наибольшей мощности осадочного бассейна, в палеогене — северное ограничение приподнятого над водой участка, в майкопе — южный край осушенной полосы, в настоящее время — оконечность СП и начало переходной зоны к Западно-Черноморской котловине.

Дизъюнктивная дислокация на ПК 220 возникла в палеоцен-эоцене (см. рис. 3, д) и является южной границей переходной зоны от СП к Западно-Черноморской впадине. На плотностной модели (см. рис. 2) это нарушение проявляется как транскаоровый разлом с резкой сменой структуры консолидированной коры.

Выводы. Результаты проведенного плотностного моделирования и анализ палеоструктурного разреза, построенного по данным МОВ ОГТ, позволили развить представление о глубинном строении и эволюции центральной части северо-западного шельфа Черного моря.

Граница ВЕП и СП расположена в пределах Южно-Украинской моноклинали севернее разлома Голицына и имеет южное падение. По мощности коры СП подразделяется на две области — Каркинитско-Каламитскую, где поверхность мантии залегает на глубинах порядка 37 км, и Краевую ступень с подошвой фундамента примерно на 30 км. Каркинитский прогиб в сечении профиля состоит из локальных впадин явно рифтогенного происхождения, которые подстилаются блоками

кристаллического основания с повышенной плотностью. Под юрскими отложениями Каламитского вала подтверждается наличие линзы пород со значениями ρ , характерными для отложений триаса.

Вычисленные на основании данных о мощностях осадочных комплексов значения скоростей осадконакопления позволили уточнить динамику тектонических движений, которая показала, что преимущественное влияние на историю развития структур района исследований имело погружение Каркинитского прогиба в течение мела — майкопа и Краевой ступени в верхнем мелу. В настоящее время определяющим является опускание в пределах Западно-Черноморской котловины.

Анализ палеоструктурного разреза позволил выделить две вулканические постройки юрского возраста, положение которых определялось тектоническими нарушениями триасового заложения.

Различный характер разломообразования в субвпадинах Каркинитского прогиба в раннем мелу указывает на различия в ходе их эволюции: в пределах Украинской депрессии происходило компенсационное погружение поверхности фундамента вследствие кристаллизации внедрившегося в кору магматического материала, а в мульде Архангельского этот процесс сочетался с дальнейшим растяжением литосферы в южном направлении.

Прогрессирующее смещение к северу края Каркинитского прогиба вдоль Голицынского разлома, а также появление в пределах впадины Архангельского складчатых образований может свидетельствовать о начавшемся в палеогене режиме сжатия, обусловленного, по всей видимости, давлением со стороны развивавшейся Западно-Черноморской котловины, вследствие чего большая часть Скифской плиты надвигается на ЮУм.

Список литературы

Безверхов Б. Д. Тектоника мезокайнозойского осадочного чехла на северо-западе Черного моря, как основа прогнозирования нефтегазопосковок работ (по материалам сейсморазведки): Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Одесса, 1988. — 205 с.

Геология шельфа УССР. Литология / Отв. ред. Е. Ф. Шнюков. — Киев: Наук. думка, 1985. — 192 с.

Гожик П. Ф., Багрий І. Д., Войцицкий З. Я., Глазун В. В., Маслун Н. В., Знаменська Т. О., Ак-

сьом С. Д., Ключина Г. В., Іванік О. М., Ключко В. П., Мельничук П. М., Палій В. М., Цьоха О. Г. Геолого-структурно-термоатмогеохімічне обґрунтування нафтогазаності Азово-Чорноморської акваторії. — Київ: Логос, 2010. — 419 с.

Гожик П. Ф., Маслун Н. В., Плотнікова Л. Ф., Іванік М. М., Якушин Л. М., Іщенко І. І. Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря. — Київ: Логос, 2006. — 170 с.

- Гожик П. Ф., Чебаненко І. І., Євдошук М. І., Крупський Б. А., Глазун В. В., Галко Т. М., Маєвський Б. Й., Максимчук П. Я., Полухтович Б. М., Федішин 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.
- Гросс С. С., Коболев В. П., Козленко Ю. В., Корчагин І. Н., Соловьев В. Д., Якимчук Н. А. Результаты гравитационных и магнитных измерений в 5-м и 7-м рейсах научно-исследовательского судна «Киев». — Киев: Ин-т геофизики НАНУ, 1998. — Деп. ГНТБ Украины № 77-Ук98. — 159 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. — 2009. — 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., 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.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и альпийский складчатый пояс / Отв. ред. А. В. Чекунов. — Киев: Наук. думка, 1994. — 331 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.
- Сулимов И. Н. Геология Украинского Черноморья. — Киев, Одесса: Вища школа, 1984. — 128 с.
- Трипольский А. А., Шаров Н. В. Литосфера докембрийских щитов Северного полушария Земли по сейсмическим данным. — Петрозаводск: КНЦ 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.
- Шикер В. Ю., Сулимов И. Н., Ищенко Л. В. Литолого-петрографическая характеристика пород фундамента Скифской плиты в пределах Украинского Черноморья. — Одесса: Одесский ун-т, 1987. — Деп. УкрИНТИ № 374-8. — 15 с.