

Еще раз о природе Крымской гравитационной аномалии

© В. А. Ентин¹, О. Б. Гинтов², С. И. Гуськов¹, 2010

¹ПДРГП «Північгеологія», Київ, Україна

²Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 13 апреля 2010 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

Узагальнені матеріали гравіметричної зйомки масштабу 1:50000 Кримського півострова. Складена карта аномалій Буге за густини проміжного шару $2,3 \text{ г/см}^3$ і карта залишкових аномалій, отриманих після осереднення в квадратному вікні 24×24 км. Уточнені контури і структура Кримського гравітаційного максимуму інтенсивністю 110 мГал . Виконана кількісна інтерпретація по двох профілях, які пересікають Степовий і Гірський Крим, а також чорноморський шельф. Показано, що виникнення Кримської аномалії пов'язано з формуванням коромантійної суміші на межі кори і мантії та подальшою екструзією порід ультраосновного—основного складу в середню і верхню частину кори у вигляді мантійного діапіру. Укорінення виступів мантійного діапіру в граніти та осадові породи палеозою зумовило підняття мезозойського структурного поверху і формування антикліноріїв, складених породами таврійської серії. Допускається, що з цим процесом зв'язано і підняття Кримських гір. Утворення коромантійної суміші і мантійного діапіру на межі Скіфської і Чорноморської плит зумовлено виникненням Чорноморської западини в результаті рифтингу-спредингу, формуванням Західно- і Східночорноморської мікроплит, їхнім реверсивним рухом на північ і інденторним тиском на Кримський півострів з боку Аравійської плити.

Materials of gravimetric survey of the scale 1:50000 of the Crimean peninsula are generalized here. A map of Bouguer's anomalies at the density of the intermediate layer of $2,3 \text{ g/cm}^3$ and a map of residual anomalies received after their averaging in a sliding square window of 24×24 km was built. Contours and structure of the Crimean gravity maximum with 110 mGal intensity have been specified. Quantitative interpretation of two profiles crossing the Steppe and Mountain Crimea as well as the Black sea shelf has been executed. It is shown that the origin of the Crimean anomaly is related to the forming of crust-mantle mixture on the border of the crust and mantle and subsequent extrusion of the ultra basic and basic rock into middle and upper part of the crust as a mantle diapir. The penetration of protrusions of mantle diapir into the rocks of granitic layer and Paleozoic caused the raising of Mesozoic structural floor and formation of anticlinoria built by the rocks of the Tavric series. It is assumed that the raising of the Crimean mountains has been connected with this process. The origin of the Black-sea trough because of rifting-spreading, the formation of the West-East-Black-sea micro plates, their reversed movement towards the North and an indented pressure on the Crimean peninsula under the influence of the Arabian plate were the cause of the formation of the crust-mantle mixture and mantle diapir on the border of the Scythian and Black-sea plates.

Вступление. Материалы геофизического изучения Крымско-Черноморского региона всегда несли важную информацию о тектонике и глубинном строении этой части Черноморско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Крупное обобщение и геологическая интерпретация первых результатов проведенных здесь геофизических исследований выполнена А. В. Чекуновым [Чекунов, 2002]. Обобщением геофизических данных по региону занимались

также В. В. Белоусов, В. Б. Солмогуб, В. И. Старостенко, Р. И. Кутас, В. П. Коболев, В. Г. Казьмин, Д. А. Туголесов, Е. И. Паталах, М. Е. Герасимов, И. Финетти, Б. Г. Пустовитенко и многие-многие другие. Вместе с тем до настоящего времени на основные вопросы, касающиеся глубинного строения и геодинамики литосферы Крыма и Черного моря, однозначных ответов нет.

Анализ аномального гравитационного поля и его геологическая интерпретация

(как правило в комплексе с материалами сейсмометрии), о чем в дальнейшем пойдет речь, выполнялся ранее по материалам гравиметрической съемки масштабов 1:200 000 — 1:500 000 (суша) и 1:1 000 000 — 1:2 500 000 (море) в работах [Бурьянов, Павленкова, 1974; Бурьянов и др., 1987; 1996; 1998; Баранова и др., 1980; Гобаренко и др., 1991; Козленко и др., 1994; Довбнич, Тяпкин, 2006; Довбнич, Демьянец, 2009]. Было показано, что тектоническое районирование большей части Крымского п-ва и Черноморской впадины находит отражение в региональных особенностях гравитационного поля.

В частности, гравитационное поле Крыма четко подразделяется на крупные региональные составляющие (рис. 1), которым соответствуют определенные структурно-тектонические типы геологического разреза.

На востоке Крымского полуострова и в южной части Азовского моря выделяется глубокий минимум силы тяжести, который с севера охватывает Керченский полуостров и прослеживается далее в западном направлении на расстояние 50 км до р. Кучук-Карасу. Его природа обусловлена западной ветвью известного Индоло-Кубанского прогиба, заполненного мощными терригенными отложениями позднего кайнозоя.

Северная и северо-восточная части равнинного Крыма относятся к области устойчивого нарастания напряженности поля аномалий силы тяжести в юго-западном направлении, от нулевых значений в районе Сиваша до 30 мГал в южной части. Строение этой региональной составляющей (Джанкойской) достаточно простое и обуславливается гравитационным эффектом толщи до меловых отложе-

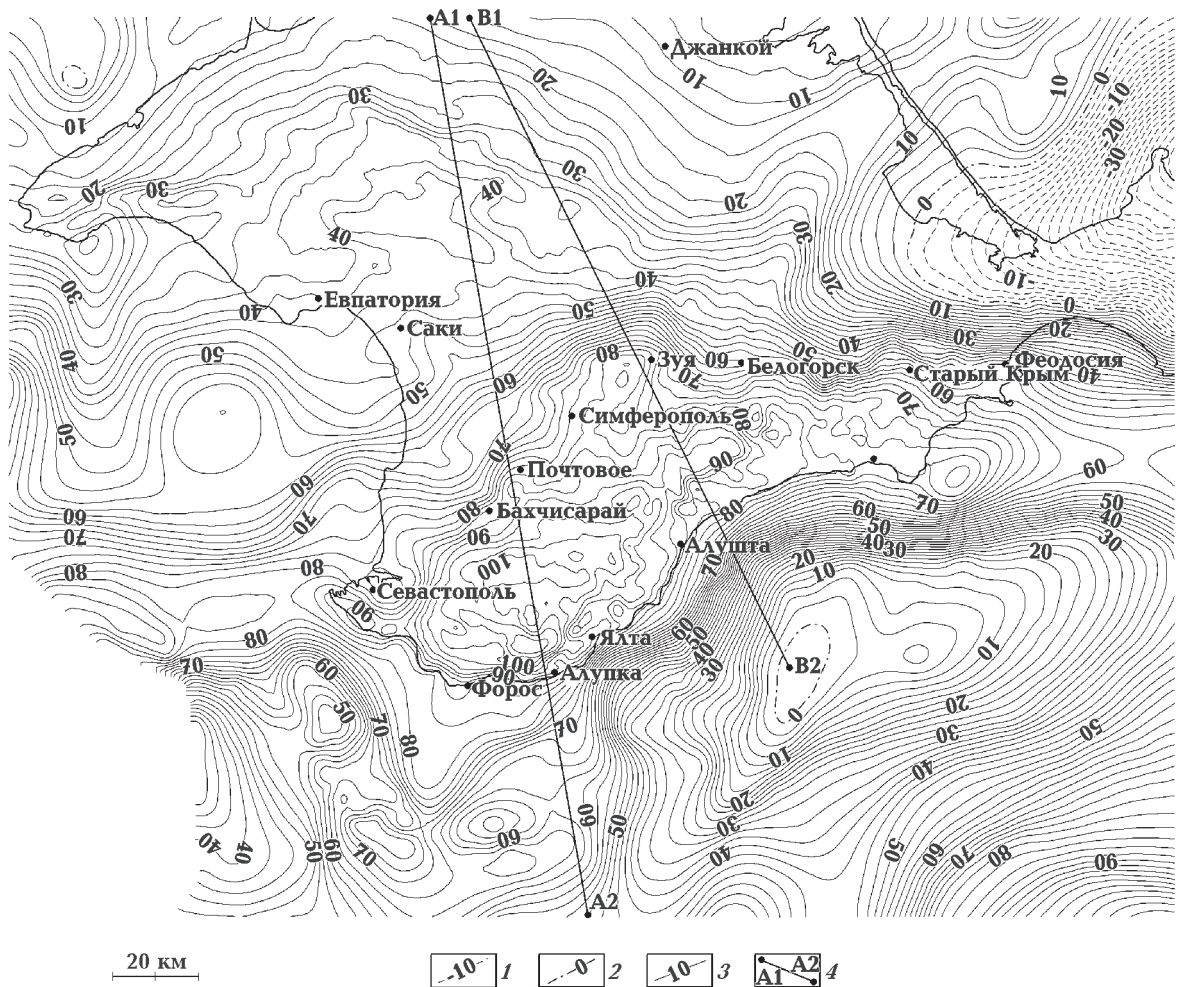


Рис. 1. Карта аномального гравитационного поля (редукция Буге, $\sigma = 2,3 \text{ г/см}^3$) Крымского полуострова и примыкающих участков акваторий Черного и Азовского морей: 1—3 — изоаномалы силы тяжести g_a (1 — отрицательные, 2 — нулевые, 3 — положительные); 4 — линии расчетных профилей.

ний повышенной мощности, формирующих здесь погруженную часть Скифской плиты.

Более сложную структуру имеет поле аномалий силы тяжести в центральной и северо-западных частях Крымского полуострова. Его природа связывается со строением Центрально-Крымского поднятия, которое в целом сформировано по кровле герцинского яруса. В западной приморской части Крыма наблюдается относительный минимум, связанный с Альминской впадиной второго порядка, характеризующейся резким увеличением мощности позднекайнозойских отложений.

Вся южная часть Крымского полуострова от береговой линии до равнинной зоны, граница которой огибает Горный Крым по направлению городов Кача — Симферополь — Феодосия, охватывается региональным максимумом силы тяжести площадью около 8 тыс. км². Его осевая зона, с небольшими отклонениями, вытянута вдоль Главной гряды Крымских гор. Эпицентр этой региональной аномалии смещен к юго-западу, где в области Ялтинской яйлы ее амплитуда достигает максимальных для всей Украины значений на уровне 100—110 мГал, а перепад напряженности между Крымским максимумом и Керченским минимумом достигает величины 200 мГал (на расстоянии 220 км).

Южный фланг этой региональной положительной аномалии местами выходит за пределы суши, продолжаясь в шельфовую часть Черного моря, и характеризуется более высокими значениями градиентов по сравнению с северным. На востоке Крымский максимум прослеживается в Черном море и соединяется с крупной положительной гравитационной аномалией Западного Кавказа в районе п-ова Абрау-Дюрсо, из-за чего иногда именуется Крымско-Кавказской гравитационной зоной или одноименной аномальной полосой.

Если в степной части Крымского полуострова характер гравитационного поля практически однозначно согласуется с тектоническим районированием, то величина и положение Крымского максимума силы тяжести всегда вызвали необходимость нестандартного подхода к объяснению его геолого-геофизической природы. В первую очередь это относится к его приуроченности к горной части Крыма, что нетипично для молодых горных сооружений Карпат, Кавказа и других альпийских орогенов, обычно

сопровождающихся интенсивными минимумами поля аномалий Буге. Как считает большинство исследователей, наблюдаемое явление — следствие еще неустановившегося здесь режима изостатического равновесия блоков земной коры.

Необходимо также отметить неполноту использованных в прошлом гравиметрических данных: материалы съемки м-бов 1:500 000 — 1:200 000 не позволяли точно оконтурить Крымский максимум и проследить его локальные особенности.

В настоящей статье делается попытка восполнить этот пробел, так как появившаяся возможность использования материалов гравиметрической съемки м-ба 1:50 000, введенных в работу [Єнтін та ін., 2002], позволяет уточнить и в некоторых случаях пересмотреть результаты интерпретации аномалий силы тяжести, выполненной в предыдущие годы. Полезно также сопоставить гравитационное поле с аномалиями ΔT_a по данным высокоточной аэромагнитной съемки м-ба 1:100 000, проводившейся на большей части Крымского полуострова начиная с 1983 г. [Нечаева и др., 2002], и данными структурного бурения [Державна ..., 2005; 2007; 2008].

Крымский максимум силы тяжести и некоторые другие особенности гравитационного поля региона. На рис. 1 приведена карта аномалий Буге при плотности промежуточного слоя 2,3 г/см³ Крымского полуострова и прилегающей акватории Черного моря, на рис. 2 — карта остаточных аномалий, полученных после осреднения наблюденного поля в скользящем квадратном окне со стороной 24 км, а на рис. 3 — карта локальных аномалий $\delta\Delta T_a$ (осреднение в окне со стороной 24 км, сечение изолиний 10 нТл).

Общий характер Крымско-Кавказской гравитационной зоны описан ранее [Бурьянов и др., 1998], поэтому остановимся на деталях ее строения, воспользовавшись картой остаточных аномалий $\delta\Delta g$ (см. рис. 2). Достаточно большое «окно» пересчета, соответствующее стороне квадратной палетки равной 24 км, использовано для трансформации исходного поля, учитывая очевидную глубину основных гравитирующих объектов.

Наибольший интерес Крымско-Кавказская аномальная полоса представляет в пределах Крымского полуострова и прилегающего черноморского шельфа (Крымский максимум силы тяжести).

Непосредственно в пределах полуострова на отрезке от мыса Херсонес на западе до мыса Ильи (г. Феодосия) на востоке она представлена двумя параллельными полосами положительных локальных аномалий, разделенных полосой локальных минимумов. При осреднении в окне 24×24 км интенсивность локальных положительных аномалий составляет +(4—11) мГал, локальных минимумов -(2—6) мГал. Расстояние между полосами положительных аномалий на западе и востоке 20—25 км, в средней части (по линии Симферополь — Алушта) 10—12 км.

Еще одна прерывистая полоса локальных максимумов интенсивностью +(4—14) мГал вытянута на шельфе вдоль всего крымского побережья между меридианами городов Севастополь и Феодосия. Южное ограничение этой полосы совпадает с зоной интенсивных градиентов гравитационного поля (до 5 мГал/км), оконтуривающей с юга Крымский максимум.

Рассмотрим более подробно полосы локальных максимумов, закартированные наземной съемкой, сопоставив их с известными элементами геологического строения Горного Крыма.

Южная полоса локальных максимумов вытянута вдоль сухопутной части побережья полуострова, иногда захватывая и узкую часть прибрежного шельфа. Самый западный ее максимум расположен в море в пределах Ломоносовского подводного массива, следующий — между мысом Херсонес и Балаклавой. Эпицентр этого максимума находится в пределах мыса Фиолент с развитыми здесь интрузивными породами типа диабазовых порфиритов и габбро-порфиритов, прорывающих андезитобазальты и туфы карадагской свиты. Интрузивные породы имеют высокую плотность и магнитную восприимчивость, поэтому отражаются положительными аномалиями не только гравитационного, но и магнитного поля. Они продолжают и за пределы береговой линии на 5 км по гравиметрическим и на 10—12 км по магнитометрическим данным.

Следующий к востоку максимум Δg расположен между Балаклавой и пос. Орлиное, отклоняясь от береговой линии вглубь Крымских гор на 5—8 км. Здесь аномальное тело располагается под нижнемеловыми и верхнеюрскими отложениями.

Два кулисообразно расположенных интенсивных максимумов Δg фиксируются меж-

ду пос. Голубой Залив и Никита, причем западный максимум (он пересекается интерпретационным профилем A_1-A_2 в районе ПК 170, рис. 2) расположен в 5—7 км от береговой линии, уходя под Ай-Петринскую яйлу, а восточный вытянут вдоль берега по линии Гаспра — Ялта — мыс Мартьян, иногда выходя на 1—3 км в шельфовую зону. Возможно, они представляют собой единое аномальное тело, разделенное одной из ветвей Демерджинской зоны разломов, повсеместно выраженной относительными минимумами Δg . В пределах прибрежной части развиты в основном породы таврической серии и вулканогенно-осадочные образования средней юры, а также сползшие верхнеюрские отторженцы. Поэтому интенсивные локальные гравитационные максимумы следует связывать с интрузией пород основного-ультраосновного состава, не выходящих на дневную поверхность, и отложениями таврической серии, представленными в антиклинальных формах верхнего этажа разреза.

Между городами Гурзуф и Судак на протяжении более 60 км южная полоса локальных максимумов интенсивностью 3—4 мГал тянется практически непрерывно вдоль береговой линии через поселки Краснокаменку, Солнечногорское, Рыбачье, Морское и др. Разрыв полосы наблюдается только в районе г. Алушта, где прослеживается известная Салгино-Октябрьская региональная зона разломов. В пределах полосы развиты в основном породы таврической серии и интрузивные массивы Аю-Даг, Партенит, Чамны-Бурун, Кафель и другие, сложенные кварцевыми долеритами, габбро-долеритами, диоритами (Аю-Даг и др.), плагиогранитами и гранодиоритами (Кафель и др.) среднеюрского возраста, по плотности мало отличающимися от пород таврики и потому не выделяющимися на общем положительном фоне аномальной полосы.

Северная полоса локальных максимумов прослеживается от устья р. Кача на западе до г. Феодосия на востоке, проходя через пос. Куйбышево, Чучельский и Ангарский перевалы, пос. Красноселовка, г. Старый Крым и др. Интенсивность локальных аномалий в восточной части полосы 5—10 мГал, а в западной 2—5 мГал.

Особенность северной полосы локальных максимумов — дискордантное положение ее западной ветви по отношению к из-

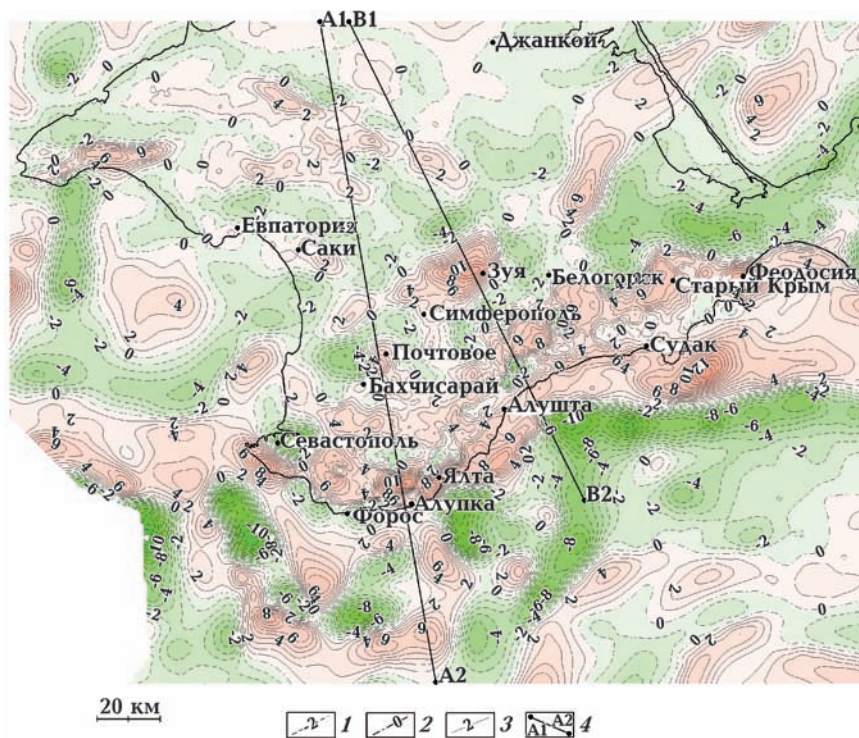


Рис. 2. Карта локальных аномалий δg_a (осреднение в скользящем окне 24×24 км): 1—3 — изолинии δg_a , мГал (1 — отрицательные, 2 — нулевые, 3 — положительные); 4 — линии расчетных профилей.

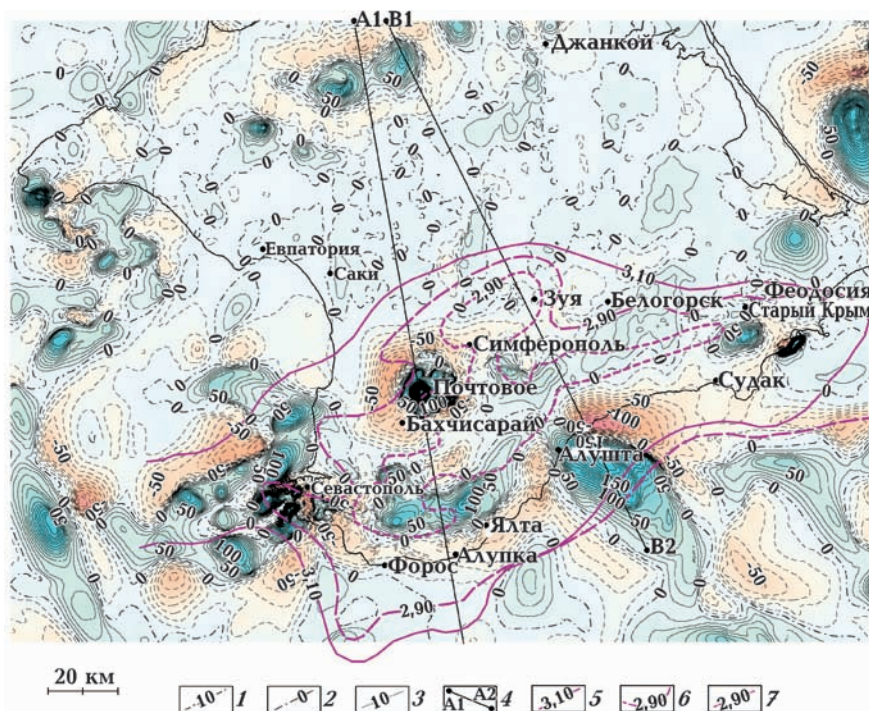


Рис. 3. Карта локальных аномалий магнитного поля (осреднение в скользящем окне 24×24 км): 1—3 — изолинии δT_a , нТл (1 — отрицательные, 2 — нулевые, 3 — положительные); 4 — линии расчетных профилей; 5—7 — контуры аномальных гравитирующих объектов и их плотности на глубине (5 — 40 км, 6 — 20 км, 7 — 10 км).

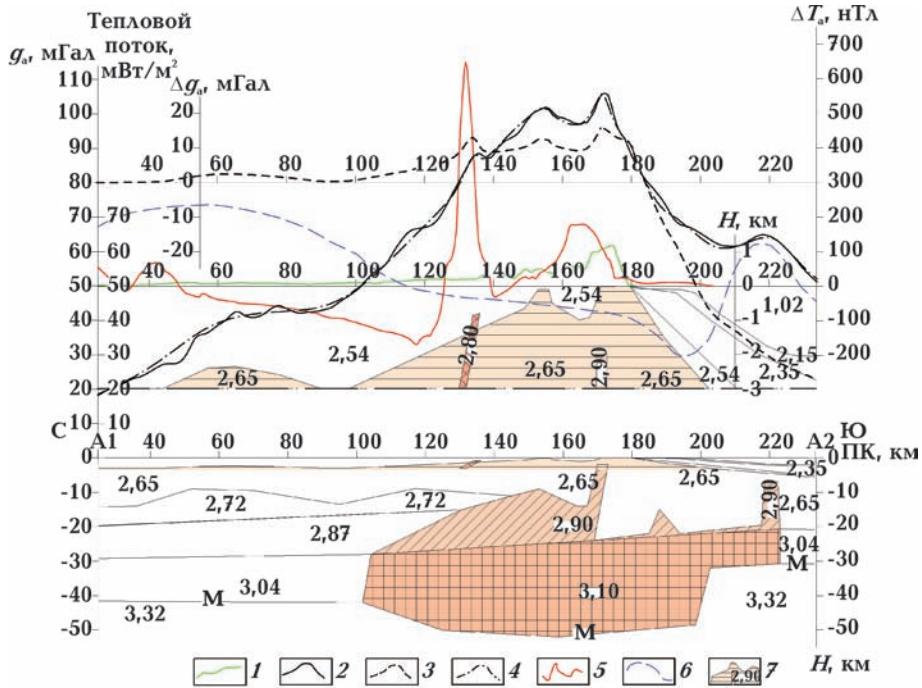


Рис. 4. Плотностная модель земной коры Крымского полуострова вдоль профиля А₁—А₂: 1 — рельеф дневной поверхности; 2 — наблюдаемая кривая g_a (редукция Буге, $\sigma = 2,3 \text{ г/см}^3$); 3 — расчетная кривая Δg_a от верхнего (3 км) слоя земной коры; 4 — суммарная расчетная кривая Δg_a от всего разреза земной коры; 5 — кривая аномального магнитного поля ΔT_a ; 6 — кривая теплового потока, по [Кутас, 2010]; 7 — аномальные гравитирующие объекты и их плотность, г/см^3 .

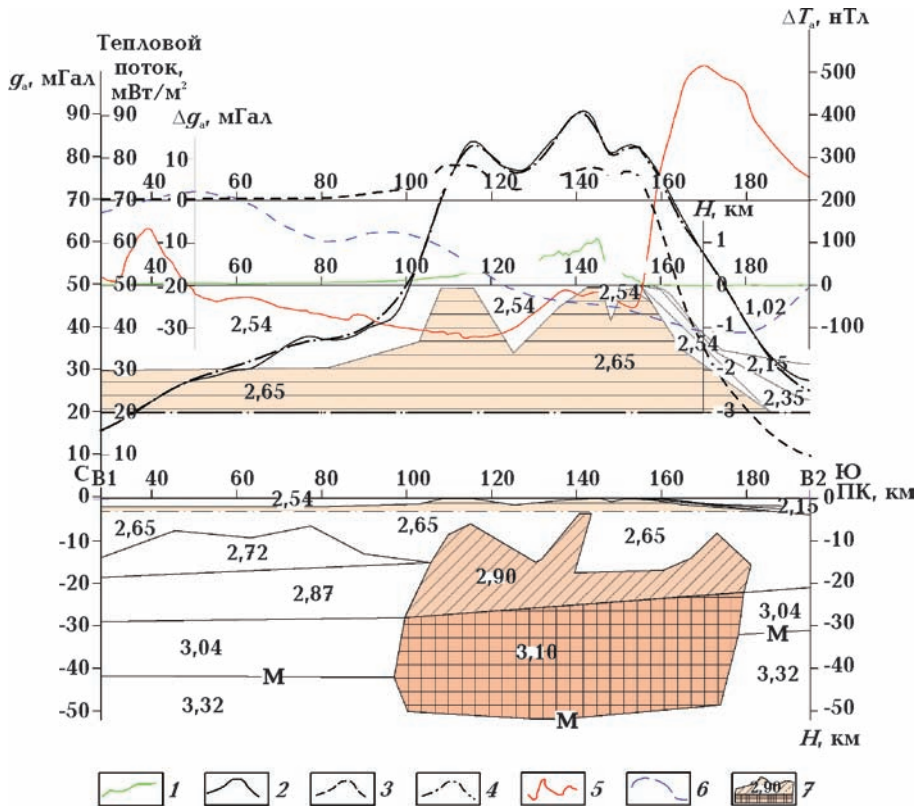


Рис. 5. Плотностная модель земной коры Крымского полуострова вдоль профиля В₁—В₂. Условные обозначения см. на рис. 4.

вестным геологическим структурам. Полоса пересекает под углом около 60° моноклинали третьей и второй гряд Крымских гор и поворачивает на северо-восток параллельно Главной гряде только на меридиане г. Ялта.

Там, где северная полоса протягивается вдоль Главной гряды, она пересекает Качинское поднятие (породы таврической серии), горные массивы Чатырдаг, Демерджи, Караби (породы верхней юры, подстилаемые породами таврики), и далее на восток проходит по территории развития отложений верхней юры — нижнего мела, а на отдельных участках — палеогена. Данные поверхностной геологии не позволяют определить природу этой полосы локальных гравитационных максимумов, поскольку аномалиеобразующие объекты нигде не достигают дневной поверхности.

Анализируя связь северной полосы с характером трансформированного магнитного поля, можно отметить, что локальные гравитационные максимумы располагаются либо в пределах минимумов δT_a , либо в зоне нулевых значений, т. е. гравитирующие объекты являются слабо- или немагнитными.

Привлекает внимание фрагмент северной полосы в районе южной части г. Чатырдаг. Здесь по данным гравиразведки масштаба 1:50000 закартирован локальный максимум небольших размеров мозаичного строения с амплитудой отдельных экстремумов 3—5 мГал. Рассматриваемый максимум, судя по характеру магнитного поля в пределах Горного Крыма и прилегающей акватории (см. рис. 3), возможно неслучайно располагается в центре схождения трех магнитных аномалий сложной формы, образующих рисунок «трилистника», два элемента которого — северная и юго-западная аномалии — относятся к Горному Крыму, а юго-восточная большей своей частью располагается в пределах акватории, пересекая южную полосу локальных гравитационных максимумов в районе г. Алушта, где проходит Салгиро-Октябрьская зона разломов. Геологический анализ этого интересного явления еще предстоит сделать.

Полоса локальных минимумов гравитационного поля, разделяющая описанные выше полосы локальных максимумов, представлена аномалиями интенсивностью от 0 до -5 мГал. Наибольшие минимумы отмечаются в северной части Гераклийского плато, в пределах Ялтинской яйлы, г. Южная Демер-

джи. В целом полоса минимумов δg неплохо совмещается с крупными зонами разломов — Демерджинской, Чернореченской и др. Характерно, что и крупный вулканический массив Карадаг располагается в этой полосе, в поле δg от 0 до -1 мГал (см. рис. 2).

В пределах рассматриваемой полосы локальных минимумов расположено большинство (за исключением южной части Гераклийского плато) максимумов δT_a , в том числе Карадагский. Возможно, эти магнитные аномалии отвечают связанным с разломами центрам мезозойского вулканизма, перекрытым породами верхней юры, мела или неогена.

Что касается третьей прерывистой полосы локальных максимумов, фиксируемой в шельфовой части, то она, возможно, прямо не связана со структурными особенностями Горного Крыма, а отражает глубинные процессы, которые будут освещены несколько позже.

Рассмотрение гравитационного поля в локализованном варианте (см. рис. 2) позволяет сделать вывод, что структурно увязанные элементы Крымской аномалии обрываются в 10—20 км восточнее мысов Меганом и Ильи. Далее в пределах акватории положительные гравитационные аномалии располагаются на некотором расстоянии и имеют меньшую интенсивность. Еще далее на восток на меридиане Керченского пролива субмеридиональный минимум силы тяжести отделяет эти аномалии от крупного Кавказского максимума в районе п-ова Абрау-Дюрсо, который, по всей видимости, имеет природу, аналогичную природе Крымского максимума.

Из других локальных аномалий Крымского полуострова, большинство которых отчетливо проявляются и в поле аномалий Буге, необходимо рассмотреть максимумы в районах поселков Почтовое и Зуя. В наблюдаемом поле они сливаются с северной частью главного Крымского максимума, поэтому раньше [Бурьянов и др., 1998] предполагаемая интрузия, с которой связана западная часть максимума, аппроксимировалась телом, вытянутым в северо-восточном направлении по линии Севастополь — Симферополь ортогонально аномальным объектам, расположенным восточнее. На рис. 2 видно, что западная часть максимума составляет непрерывное тело с группой тел восточно-юго-восточного — субширотного простира-

ния, а аномалии у поселков Почтовое и Зуя располагаются обособленно, хотя и связаны с северной полосой локальных максимумов менее интенсивными «перемычками».

Так, Зуйский локальный максимум амплитудой 11 мГал, выделяющийся северовосточнее г. Симферополь, обусловлен одноименной горстоподобной структурой (по кровле среднего карбона) в пределах Симферопольского поднятия. Скважинами здесь на глубине около 350 м среди кристаллических сланцев вскрыта интрузия крупнокристаллических и рассланцованных серпентинитов, дайки диабазов и диоритов — зуйский интрузивный комплекс, относимый к дериватам базальтовой магмы. Возраст комплекса — палеозой—триас [Державна..., 2008].

Локальный максимум δg интенсивностью 5 мГал у с. Почтовое (между городами Симферополь и Бахчисарай) сопровождает известную положительную магнитную аномалию концентрически-зонального строения площадью около 150 км² и интенсивностью 700 нТл. Гравимагнитная аномалия обусловлена, по-видимому, максимально сохранившейся в Крыму интрузивно-вулканической постройкой центрального типа, сложенной в основном магнитными образованиями основного и среднего состава. На глубине более 800 м здесь разбурены диабазовые порфириды, габбро-диориты и диориты бодракского комплекса средней юры, перекрытые отложениями мела и палеогена [Державна..., 2005]. Совместный анализ гравитационного и магнитного полей позволяет, по наличию здесь их несколько смещенных максимумов, предположить в юго-западной части структуры наклоненного на северо-запад подводящего магматического канала (рис. 4, ПК 130—135).

Граничные количественные оценки параметров основных гравитирующих объектов Горного Крыма и его предгорной части. Подобные количественные оценки делались ранее неоднократно, но из-за неточности гравиметрических данных были достаточно приближенными.

Так, в работе [Баранова и др., 1980] под Крымским гравитационным максимумом на глубине 7—20 км выделено аномальное тело плотностью 2,9—3,0 г/см³, соответствующее породам основного состава.

В работе [Гобаренко и др., 1991] авторы, проанализировав скоростные, плотностные и магнитные неоднородности земной коры

юго-западной части Горного Крыма, пришли к выводу, что их природа и характер обусловлены наличием здесь двух частично перекрывающихся тел повышенной плотности. Расчетная глубина залегания кровли интегральной массы тел составляет 5±2 км, а центр масс расположен на глубине 12±5 км. При избыточных плотностях 0,05 г/см³ аномальные объекты могут достигать раздела М. Намагниченность этих тел повышенной плотности ниже намагниченности вмещающих слоев земной коры.

По данным сейсмогравитационного моделирования (методика ЛИНКМОД), выполненного в работе [Козленко и др., 1994], высокоскоростное (7,0 км/с) пластовое тело базитов или гипербазитов под Крымским максимумом имеет мощность 3 км и располагается на глубине около 10 км.

Авторы работ [Бурьянов и др., 1996; 1998] выполнили последовательное трехмерное моделирование гравитационного эффекта плотностных слоев континентальной и субокеанической коры региона, избыточные плотности которых были получены относительно плотности мантийных пород под разделом М (3,32 г/см³), а поле δg — относительно стандартного поля докембрийских платформ. Это позволило получить структурный план поверхности М и выделить 18 локальных гравитационных аномалий по периметру Черноморской впадины, связанных, по расчетам авторов, с интрузивными телами основных-ультраосновных и кислых пород с верхними кромками на глубине около 4 км, а с нижними — на 30 км, т. е. по своей сути представляющими собой автохтонные коромантийные диапиры.

Было обращено внимание на существование крупного плутона основных пород в юго-западной части Крымского полуострова (р-н городов Ялта — Севастополь — Симферополь), а также двух субширотных зон основного магматизма (северной и южной), гравитационный эффект которых достигает порядка 200 мГал. Северная полоса, по представлению авторов [Бурьянов и др., 1998], прослеживается вдоль шельфа Черного моря от Восточного Горного Крыма, включая массив Кара-Даг, до п-ова Абрау-Дюрсо на Западном Кавказе; южная проходит вдоль континентального склона в 10—15 км параллельно северной. Предполагалось, что зоны основного магматизма связаны с глубинными разломами субширотного простирания.

В работах [Довбнич, Тяпкин, 2006; Довбнич, 2007; Довбнич, Демьянец, 2009] по спутниковым и наземным данным рассчитаны аномалии геоида региона, а также значения нормальных и касательных напряжений, обусловленных этими аномалиями. Полученные данные указывают на аномальный характер земной коры Горного Крыма: значение $+5$ м или больше — часть аномалии геоида Горного Крыма, которую необходимо связывать с дополнительной массой, находящейся ниже земной поверхности.

В связи с получением новых геофизических и геологических материалов авторами настоящей статьи также сделана попытка, со всей возможной корректностью по отношению к предшествующим расчетам, сделать граничные количественные оценки некоторых параметров основных гравитирующих объектов Горного Крыма и его предгорной части на основе петроплотностного моделирования разреза по данным гравиметрии и результатов геологических работ.

Для количественной интерпретации гравитационного поля выбраны два профиля, отстоящих друг от друга на 35 км, ориентированных вкрест простирания основных геологических структур Горного Крыма и дополнительно пересекающих наиболее контрастные и достаточно изученные бурением локальные гравитирующие объекты в его предгорной части.

Профиль A_1 — A_2 (Алупка — Почтовое — Гвардейское) в районе Ялтинской яйлы пересекает максимум гравитационного поля свыше 110 мГал, а далее на север у с. Почтовое — локальную изометричную положительную аномалию, связанную, предположительно, с жерловым каналом палеовулканической структуры.

Профиль B_1 — B_2 (Малореченское — Зуя — Красный Партизан) также пересекает основной Крымский максимум, а на севере, в районе пос. Зуя, — локальный максимум амплитудой 11 мГал, природа которого связана с палеозойским выступом.

Моделирование петроплотностного разреза выполнялось в интерактивном режиме с использованием программного обеспечения АСОМ РГ [Гольдшмидт, Кузьмин, 1990]. Расчеты, с учетом трехмерности аномалиеобразующих объектов, велись от нулевой линии рельефа, в два этапа.

На первом этапе по результатам изучения физических свойств осадочных и ин-

трузивных пород региона [Лебедев, Оровецкий, 1969] и данным структурного бурения [Державна..., 2005; 2007; 2008] была составлена схематизированная петроплотностная модель нулевого приближения верхней части геологического разреза Крыма (0—3 км). Основной аномалиеобразующий объект здесь — флиш таврической серии ($\sigma = 2,66$ г/см³), слагающий на фоне вмещающих слабонарушенных постнижнеюрских образований ($\sigma = 2,54$ г/см³) ядра антиклинальных структур. Предполагаемые интрузивные высокоплотные массивы находятся на больших глубинах $-(2-3)$ км в виде дайковых комплексов, небольших интрузий, которые лишь в отдельных случаях вносят существенный вклад в наблюдаемое гравитационное поле.

Своими южными окончаниями интерпретационные профили уходят в море, поэтому при расчете аномальных эффектов здесь учитывалась и вертикальная плотностная неоднородность морских осадков. Согласно [Бурьянов и др., 1996], в прибрежной части моря таковыми являются три плотностных слоя: вода (1,02 г/см³), неуплотненные осадки (2,15 г/см³) и полууплотненные осадки (2,35 г/см³). На глубоководье под ними выделяется еще один дополнительный слой уплотненных осадков (2,65 г/см³).

Учитывая геологические данные, в первую очередь мощность пород таврической серии, равную 3—4 км, и то, что они подстилаются такими же по плотности осадками герцинского яруса, глубина заложения гравитирующих антиклинальных структур принята равной 3 км.

В предгорной части Крыма аномальный эффект плотностных неоднородностей верхнего структурного этажа проявляется в виде контрастных максимумов, обусловленных интрузивными породами основного состава ($\sigma = 2,70 \div 2,80$ г/см³) или локальными тектоническими объектами типа горстоподобных структур по кровле палеозоя ($\sigma = 2,66$ г/см³) у с. Зуя.

Севернее, в равнинной части Крыма, региональные возмущения гравитационного поля обуславливаются, в основном, рельефом кровли пород палеозойского яруса на фоне вмещающих образований мезо-кайнозоя.

Таким образом, при расчете аномального эффекта от верхней части разреза стабильно удерживались положение нижней кромки аномалиеобразующих объектов и их избы-

точные плотности, а уточнялась морфология боковых границ и верхних кромок. Итерационный процесс продолжался до визуального совпадения высокочастотной составляющей наблюдаемого графика аномального поля силы тяжести с расчетной кривой.

На втором этапе гравитационный эффект от верхней части разреза вычитался из наблюдаемого поля g_a , а разностная кривая подбиралась посредством задания оптимальной избыточной плотности и морфологии интрузивных образований, нарушающих гладкость границ базальтового, гранитного слоев и в отдельных случаях внедряющихся в складчатые комплексы палеозойского яруса. При этом в модели нулевого приближения положение поверхностей и плотности базальтового и гранитного слоев были определены в соответствии с данными работ [Ентин та ін., 2002; Бурьянов и др., 1996].

По данным ГСЗ и сейсмологии было учтено также наличие в интервале глубин 10—20 км тела с аномально высокой скоростью прохождения сейсмических волн, соответствующей избыточной плотности пород основного состава ($\Delta\delta = 0,2 \pm 0,3$ г/см³). В качестве априорной информации принята определяемая по многочисленным расчетам глубина залегания верхней кромки аномального объекта 5 ± 2 км, центра избыточных масс на уровне 12 ± 5 км [Гобаренко и др., 1991]. Глубина до поверхности М, по данным [Бурьянов и др., 1996; Starostenko et al., 2004], достигает здесь 50—52 км, т. е. под Горным Крымом фиксируется мантийная депрессия амплитудой около 10 км и более.

Таким образом, в рамках принятой модели нулевого приближения наиболее корректными по данным решения обратной задачи представляются следующие результаты плотностного моделирования разреза земной коры исследуемого района.

Кривые Δg первых трех километров земной коры, рассчитанные по отношению к плотности континентальных осадков 2,54 г/см³, по своему характеру напоминают классическую аномалию типа уступа амплитудой более 100 мГал (с положительной ветвью до +15 и отрицательной до -90 мГал), обусловленную переходом от континентальной коры Крымского полуострова к субокеанической, которая в своей верхней части представлена водой и слабоуплотненными морскими осадками. Гравитационный эффект от локальных петроплотностных не-

однородностей этой части разреза Горного Крыма определяется антиклинальными структурами, в строении которых главное место занимают отложения таврической серии и герцинского яруса ($\sigma = 2,65$ г/см³), а также штокообразные магматические тела основного состава ($\sigma = 2,80 \pm 2,90$ г/см³, диаметр 1,5—3 км), верхняя кромка которых может достигать глубины 1—2 км. Жерловый канал палеовулканической структуры центрального типа у с. Почтовое по данным подбора кривой силы тяжести характеризуется северными румбами падения под углом 40—45°, что находит подтверждение и в наличии северного сопряженного минимума магнитной аномалии (рис. 4).

Достаточно высокий уровень поля силы тяжести над Центрально-Крымским поднятием (см. рис. 4, ПК 50—90) сложно объяснить исключительно влиянием подъема поверхности герцинского яруса приемлемой амплитуды. По-видимому, он дополняется здесь соответствующим эффектом от подъема гранитного слоя ($\sigma = 2,72$ г/см³), который собственно и определяет поднятие вышележащих структурных ярусов осадочных отложений.

Если суммировать гравитационный эффект от плотностных неоднородностей верхней части земной коры (до 3 км), то в отдельных местах он может достигать максимальной величины 10—15 мГал, что составляет около 10 % от полной амплитуды Крымской аномалии силы тяжести. Поэтому возникновение этой аномалии обуславливается в основном причинами глубинного характера.

По расчетным данным мантийная депрессия под Горным Крымом заполнена породами коромантийного состава ($\sigma = 3,10$ г/см³), которые поднимаются над ней еще минимум на 10 км, занимая всю область базальтового слоя шириной около 100—120 км. Положительный гравитационный эффект этой коромантийной смеси на фоне базальтового слоя практически равен ее отрицательному эффекту на фоне мантийных пород, окружающих депрессию. Поэтому приходим к выводу, что масса тела коромантийных пород изостатически скомпенсирована.

На уровне гранодиоритового и гранитного слоев над коромантийной смесью находится тело пород основного состава ($\sigma = 2,90$ г/см³) достаточно сложной формы. Его основная масса располагается в северной части Гор-

ного Крыма, полого выклиниваясь в сторону предгорной и равнинной частей и круто обрываясь в сторону моря. Это интрузивное тело и вызывает до 90 % гравитационного эффекта Крымского максимума. Характер боковых контактов интрузии совместно со ступенеподобным подъемом поверхности М в сторону моря определяют ассиметричный вид наблюдаемой кривой силы тяжести с более крутой южной ветвью.

В своих апикалиях интрузивное тело прорывает гранитный слой и может внедряться в отложения герцинского яруса, достигая в отдельных случаях глубины 3—8 км от дневной поверхности. Именно эти штокоподобные выступы, по-видимому, формируют антиклинальные формы в вышележающих отложениях герцинского и киммерийского ярусов, обуславливая вместе с последними характерную полосовидность поля локальных аномалий силы тяжести Горного Крыма.

Таким образом, по данным количественной интерпретации в южной части Крымского полуострова земная кора представляет собой аномально плотное тело — коромантийный диапир, состоящий на глубине 30—50 км из коромантийной смеси (3,1 г/см³). Ширина тела в нижней части коры около 100—120 км, при этом третья часть его находится в акватории и распространяется южнее континентального склона, т. е. охватывает северный край Западно-Черноморской плиты.

В средней и верхней части коры плотность тела снижается до средней плотности «базальтового» слоя и поперечные размеры его уменьшаются (см. рис. 3). Выше 20 км диапир образует несколько выступов, некоторые из них в пределах Горного Крыма достигают глубины 9—2 км. Над этими выступами оказываются приподнятыми также породы таврической серии и подстилающие их комплексы, образующие на поверхности Качинское, Южнобережное, Алуштинское и другие поднятия.

Суммарно коромантийная смесь, «базальтовый слой», приподнятые породы «гранитного» слоя, палеозоя и таврики и создают основной гравитационный эффект (около 100 мГал) Крымского максимума. На этом фоне локальные положительные аномалии (описанные выше «полосы локальных максимумов») вызваны, по-видимому, не выходящими на поверхность интрузивными телами — сателлитами выступов диапира

и слагающими ядра антиклиналей породами таврики (см. рис. 4, ПК 152, 170; рис. 5, ПК 115, 142), а минимумы — верхнеюрскими и нижнемеловыми породами, занимающими осевую часть Горного Крыма. Природа полосы локальных максимумов, наблюдаемой в шельфовой части, пока не совсем ясна: либо это выступы пород базальтового состава, как показано на рис. 4, ПК 188 и рис. 5, ПК 173, либо коромантийной смеси, если предположить, что они образовались на рифтовом этапе формирования Черноморской впадины.

Присутствие крупного массива пород ультраосновного-основного состава в земной коре Горного Крыма подтверждается и геотермическими данными. В работе [Гобаренко и др., 1991] было показано, что относительно низкий тепловой поток (ТП) в пределах Крымских гор (как считают авторы, не менее чем на 7—9 мВт/м² ниже, чем на соседних участках) свидетельствует о более основном составе нижней и средней коры Горного Крыма. Кроме того, выполненные в этой работе расчеты привели авторов к выводу, что для остывания внедрившегося в кору мантийного диапира потребовалось ~110 млн лет, т. е. время внедрения — поздний мел.

За последние 20 лет новых данных о ТП Горного Крыма практически не прибавилось, но Р. И. Кутасом построена схема распределения ТП в Черном море и прилегающих регионах [Кутас, 2010], которая подтверждает высказанное предыдущими авторами предположение о низком ТП в Горном Крыму. На рис. 4 и 5 видно (графики ТП построены на основании данной схемы), что величина ТП над мантийным диапиром составляет 40—45 мВт/м², тогда как за его пределами возрастает до 50—70 мВт/м². Поэтому было бы неправильным не доверять расчетам, выполненным в работе [Гобаренко и др., 1991].

В этой связи кажется вполне вероятным, что Горный Крым представляет собой верхнекоровую призму вулканогенно-осадочных пород, поднятую более чем на 1,5 км при образовании выступов коромантийного диапира. Породы призмы претерпели две фазы складчатости — раннекиммерийскую и альпийскую. Начало образования диапира связано, скорее всего, с заложением Западно- и Восточно-Черноморской плит (поздний мел — поздний палеоцен, по [Казьмин, Тихоно-

ва, 2006]), когда в низах коры образовалась коромантийная смесь, а подъем тела базальтов и его выступов — на позднеальпийском этапе (олигоцен — квартал) как результат давления этих плит с юга и юго-востока.

Судя по интенсивности поднятия Крымских гор в новейшее время (+700 м за четвертичный период [Верховцев, 2007]) и распределению гипоцентров землетрясений в их пределах [Пустовитенко и др., 1989; Паталаха и др., 2003], подъем коровой части диапира продолжается до сих пор. Разрыв во времени между фазами образования коромантийной смеси и подъема диапира согласуется с тем, что в первую фазу процесс изостатической компенсации уже состоялся, а во вторую еще нет.

Отсутствие положительных аномалий ТП над выступами мантийного диапира можно объяснить разными причинами: а) редкая сеть точек определения ТП, в результате чего такие аномалии пропущены; б) внедрение выступов мантийного диапира происходит в виде протрузий без прогрева вышележащих толщ горных пород.

Крымская аномалия и напряженно-деформированное состояние Горного Крыма. Одна из наиболее интересных проблем — исследование причины или механизма возникновения в земной коре южной части Крымского полуострова аномально плотного тела-диапира, начинающегося под Черным морем и уходящего под Горный Крым. Этот вопрос рассматривался многими, но наиболее определенно о нем говорится в работах [Паталаха и др., 2003; Гончар и др., 2004; Гинтов, 2005]. Учитывая последние гравиметрические и тектонофизические данные, необходимо внести некоторые дополнения и уточнения в ранее высказанные соображения.

Возвращаясь к интерпретации аномалий геоида, полученных по спутниковым (в рамках проекта GRACE) и наземным (материалы гравиметрической съемки м-ба 1:200 000) данным [Довбнич, 2007; Довбнич, Демьянец, 2009], отметим, что М. М. Довбничем рассчитаны поля напряжений регионального и локального уровней, первые из которых отражают, главным образом, структурные и плотностные неоднородности мантии, а вторые — структурно-тектонические и геоморфологические элементы земной коры.

Эти данные отражают *аномальное сжатие* Горного Крыма. Главные оси сжатия ориен-

тированы субперпендикулярно линии гор, а максимальные касательные напряжения образуют несколько линейных зон, самая южная из которых вытянута вдоль континентального склона и совмещается с Южнобережной сейсмогенной зоной, остальные расположены по краям северной и южной полос гравитационных максимумов, описанных выше.

Автор расчетов полагает, что наличие зон интенсивных касательных напряжений по периферии Черноморского бассейна (так называемой Циркумчерноморской зоны разломов) не подтверждает возможность субдукции плиты под литосферу Восточно-Европейской платформы.

Материалы тектонофизических [Гинтов, 2005], сейсмологических [Пустовитенко и др., 1989; Пустовитенко, 2002] и сейсмогеографических [Гейко и др., 2006] исследований также не дают оснований для вывода о наличии процесса субдукции Черноморской плиты на отрезке от г. Севастополь до г. Феодосия, т. е. под Горный Крым. С юры по неоген включительно по тектонофизическим данным здесь явно преобладали сдвиговые перемещения вдоль сместителей северо-западного, северо-восточного, субмеридионального и субширотного простираний. На втором месте — сбросы, а на третьем — достаточно редкие взбросы и надвиги, причем как в южном, так и в северном направлениях. Механизмы очагов землетрясений отражают ту же закономерность. На сейсмогеографических разрезах вдоль меридианов 33°00'—35°30' в. д., ограничивающих Горный Крым, на широтах 42—43° с. ш. отчетливо прослеживается погружение литосферы Центральных Понтидов под Черноморскую плиту, а под Горный Крым (широты 44°20'—46°00') ничего подобного не наблюдается. Погружение Черноморской плиты под Крым и Кавказ на этих разрезах начинается с Керченского полуострова и далее к востоку.

С другой стороны, тектонофизические данные указывают на прерывистый, но однонаправленный «нажим» на Крымский полуостров в течение мезо-кайнозоя по направлению северо-запад — юго-восток, юго-восток — северо-запад. По состоянию на 2005 г. [Гинтов, 2005] здесь кинематическим методом установлено 20 фаз деформации, из которых 10 характеризуются сдвиговым деформационным режимом, 7 — сбросовым и 3 — взбросовым. При интерпретации ис-

пользовались данные замеров 768 зеркал, характеризующих весь Горный Крым без подразделения его на Восточный (ВГК), Центральный (ЦГК) и Западный (ЗГК). Важно, что при всех деформационных режимах ось сжатия здесь была ориентирована на северо-северо-запад; при сдвигах — по азимуту 335° , при сбросах — $330-333^\circ$, взбросах — 340° . Это согласуется с вышеприведенными данными интерпретации аномалий геоида об аномальном сжатии Горного Крыма.

Непосредственно для ЗГК после 2005 г. А. В. Муровской кинематическим методом выполнено более 120 определений положения главных осей нормальных напряжений: из общего количества деформационных режимов более половины являются сдвиговыми, а взбросовые и сбросовые развиты примерно одинаково. В отличие от восточной и центральной частей Горного Крыма в западной оси сжатия при взбросах и сдвигах ориентированы в основном с северо-востока на юго-запад или с юго-запада на северо-восток, а около 55 % осей растяжения при сбросах — в направлении северо-запад — юго-восток. Эти данные подтверждают результаты выполненных ранее исследований [Гончар, 2003; Паталаха и др., 2003], свидетельствующих о северо-запад — юго-восточном растяжении коры ЗГК.

Следовательно, налицо противоречие, установленное объективными геофизическими, в том числе спутниковыми и тектонофизическими данными: сжатие литосферы всего Горного Крыма, с одной стороны, и растяжение в том же направлении коры ЗГК, с другой. Разрешение этого противоречия видится в разделении напряженно-деформированного состояния литосферы ЗГК по вертикали на два уровня: нижний, охватывающий почти всю литосферу и характеризующийся северо-западным сжатием (как в ВГК и ЦГК), и верхний — растяжение наддиапировых слоев земной коры практически в том же направлении и движение их в сторону Черноморской впадины.

Авторы работы [Паталаха и др., 2003] связывают растяжение земной коры ЗГК с тем, что Восточно-Черноморская и Западно-Черноморская микроплиты имеют разную кинематику. Если первая под силовым воздействием Аравийской плиты-индентора движется на северо-запад и, как минииндентор, приводит к сжатию ВГК, то вторая, обладая вращательным моментом по часовой

стрелке, перемещается, по мнению авторов, на юго-запад в сторону Эгейской зоны растяжения.

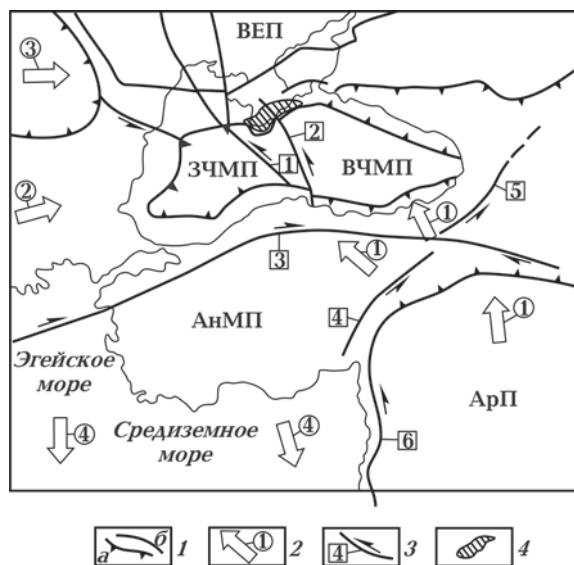


Рис. 6. Схема геодинамики Восточного Средиземноморья, по [Паталаха и др., 2003] с дополнениями: 1 — границы плит (а) и основные зоны разломов (б); 2 — направления силового воздействия плит (1 — Аравийской, 2 — Адриатической, 3 — Паннонской, 4 — откат Эллинско-Кипрской островной дуги); 3 — зоны сдвигов и их номера (1 — Одесско-Синопская, 2 — Салгиро-Октябрьская, 3 — Северо-Анатолийская, 4 — Восточно-Анатолийская, 5 — Северо-восточно-Анатолийская); 4 — Крымский гравитационный максимум. АнМП — Анатолийская микроплита, АрП — Аравийская плита, ВЕП — Восточно-Европейская платформа, ВЧМП — Восточно-Черноморская микроплита, ЗЧМП — Западно-Черноморская микроплита.

Такая точка зрения не бесспорна. Кинематика всех плит и микроплит, окружающих Западно-Черноморскую котловину и особенно правый сдвиг по Северо-Анатолийской зоне разломов, вдоль которой северная часть Эгейской микроплиты движется навстречу Западно-Черноморской (рис. 6), указывает на то, что последняя, как и Восточно-Черноморская, оказывает давление на Восточно-Европейскую плиту с юга на север и даже с юго-запада на северо-восток. Тогда понятно, почему ЗГК по результатам интерпретации аномалий геоида находится в состоянии регионального сжатия. Это подтверждается и тектонофизическими данными. Если рассматривать ориентировку осей сжатия и простирающие полосы локальных максимумов, составляющих Крымскую аномалию силы тяжести (см. рис. 2) с точки зрения причинно-следственных связей, то такая связь есть: в западной части Горно-

го Крыма полосы локальных максимумов имеют северо-западное простирание, ортогональное осям сжатия, как и в восточной, где полосы максимумов вытянуты в северо-восточном направлении, а оси сжатия — в северо-западном.

Что касается напряженно-деформированного состояния северо-западного — юго-восточного растяжения ЗГК, то его следует относить лишь к верхним слоям земной коры, начиная, возможно, с пород таврической серии. Полевые тектонофизические данные освещают по возрасту и глубинности только эти и более молодые породные комплексы. В работе [Гончар и др., 2004] показано, как слабопластичные породы верхней юры, начиная с массива Чатырдаг, Бабуган-Яйлы и массивов, расположенных юго-восточнее, могли перемещаться по пластичным породам таврической серии и средней юры (захватываемая и верхние горизонты последних) в юго-восточном направлении, формируя в плане мегаструктуру левого сдвига вдоль Салгино-Октябрьской зоны разломов. Реконструкция первоначального положения юрских массивов ЗГК посредством геометрического моделирования дала величину юго-восточного смещения относительно ВГК (Долгоруковской яйлы) 22 км и разворот массива Чатырдаг на 45° против часовой стрелки.

Причиной растяжения верхних слоев земной коры ЗГК и смещения их к югу могут быть, скорее всего, внедрение в земную кору магматического диапира, подъем вышележащих горизонтов на высоту 1,5—2 км и гравитенное их сползание в сторону Черного моря.

Салгино-Октябрьская зона разломов продолжается в Черном море от района г. Алушта до берегов Турции (р-н г. Бафра), ограничивая с востока вал Андрусова. Именно она, являясь главной трансформной зоной, отражающей кинематику Восточно- и Западно-Черноморской плит, как считают авторы работы [Паталаха и др., 2003], а не Западно-Крымская (другое название — Одесско-Синопская), как представляют авторы работы [Казьмин и др., 2004]. Поэтому западная граница Восточно-Черноморской плиты проходит восточнее, чем считалось, а динамическое воздействие Западно-Черноморской плиты на Горный Крым оказывается более сильным.

По данным GPS и геологии сближение Аравии с Евразией происходит в настоящее время со скоростью 24 мм/год в результате движения Аравийской плиты на север и сопровождается выталкиванием Черноморской плиты к северо-западу. Поэтому приведенные выше по тектонофизическим данным направления осей сжатия в кайнозой были связаны с «нажимом» на Крымский полуостров активной плиты с юго-востока.

Процесс взаимодействия Черноморской плиты и Крымского полуострова характеризуется достаточно частым чередованием фаз сжатия и растяжения, что свидетельствует о *реверсном* типе движения плиты в северо-западном направлении. Реверсные движения ведут к уменьшению прочности литосферы в зоне контакта, образованию ослабленных полостей, понижению температуры плавления пород коры и мантии, выдавливанию их вверх во время фаз сжатия. Поэтому процесс субдукции для возникновения коромантийного диапира оказывается не обязательным. Можно предположить, что образование коромантийной линзы в форланде Черноморской плиты как раз и связано с активным взаимодействием плиты с континентальной литосферой, когда прочность на стыках теряют обе плиты. На это, в частности, указывает ареал распространения эпицентров землетрясений, охватывающий и Горный Крым, и северный край Восточно-Черноморской плиты.

Закключение. Таким образом, при выяснении физико-геологической природы образования высокоплотного тела под Горным Крымом были учтены следующие факторы: а) аномально высокое сжатие литосферы, б) ориентация оси сжатия по азимуту от $330\text{—}340^\circ$ до $150\text{—}160^\circ$, в) растяжение верхних слоев земной коры ЗГК примерно в том же направлении и левосдвиговое их смещение по отношению к ВГК, г) возможное отсутствие субдукции Черноморской микроплиты в этой части Крымского полуострова, д) данные GPS и геологии о скоростях и направлении смещения по Северо-, Восточно- и Северо-Восточно-Анатолийским разломам [Казьмин и др., 2004], е) данные сейсмологии о распределении эпи- и гипоцентров землетрясений в изучаемом регионе, ж) данные геотермии о распределении теплового потока на юге Крымского полуострова и в прилегающей части Западно-Черноморской впадины [Гобаренко и др., 1991; Кутас, 2010].

Это и в первую очередь результаты количественной интерпретации Крымского максимума позволяют следующее заключение.

1. Аномальное гравитационное поле Горного Крыма обусловлено как неоднородным по вертикали глубинным гравитирующим объектом магматического генезиса, так и эффектом от плотностных неоднородностей в верхней части геологического разреза.

2. Основным источником аномального гравитационного поля Горного Крыма является интрузивный массив, располагающийся в средней части земной коры и повторяющий своей формой очертания горной и шельфовой части полуострова. Его поверхность находится на глубине 3—5 км и образует на всем своем протяжении два апикальных выступа, повторяющих контуры береговой линии. Плотность аномалиеобразующего интрузивного объекта составляет $2,90 \text{ г/см}^3$, что соответствует породам ультраосновного-основного состава, частично гибридивировавшим породы базальтового и гранитного слоев.

3. Подъем глубинного диапира телескопируется в верхние горизонты земной коры, проявляясь на уровне палеозой-мезозойских отложений в виде структур антиклинального типа и вызывая подъем Крымских гор.

4. Формирование мантийного диапира происходило в два этапа. На первом этапе (поздний мел — поздний палеоцен) в результате рифтинга-спрединга и раскрытия Черноморской котловины на ее северной окраине образуется зона развития коромантийной смеси. На втором (олигоцен — четверть) — в результате реверсного перемещения Черноморской плиты к северу часть коромантийной смеси выжимается в среднюю и верхнюю кору, образуя диапир.

5. Одновременно с формированием тела коромантийной смеси под ним происходит прогибание поверхности Мохо, в результате чего положительный гравитационный эффект этого тела компенсируется отрицательным гравитационным эффектом мантийной депрессии. Выжатый вверх значительно позже диапир изостатически не скомпенсирован.

Список литературы

- Баранова Е. П., Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Павленкова Н. И. Комплексование геофизических методов при построении плотностной модели литосферы юга Европейской части СССР // Тектоносфера Украины и других регионов СССР. — Киев: Наук. думка, 1980. — С. 138—146.
- Бурьянов В. Б., Павленкова Н. И. О строении земной коры Горного Крыма // Сов. геология — 1974. — № 7. — С. 112—119.
- Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Русаков О. М., Соловьев В. Д., Старостенко В. И. Неоднородности тектоносферы Черного моря по результатам изучения геофизических полей // Геофиз. журн. — 1987. — 9, № 3. — С. 34—44.
- Бурьянов В. Б., Макаренко И. Б., Старостенко В. И. Мощность и структура коры Черноморской впадины по данным гравитационного моделирования // Геофиз. журн. — 1996. — 18, № 5. — С. 17—31.
- Бурьянов В. Б., Макаренко И. Б., Оровецкий П. Ю., Старостенко В. И. Геологическая природа Крымско-Кавказской гравитационной зоны // Геофиз. журн. — 1998. — 20, № 6. — С. 45—53.
- Верховцев В. Г. Новейшие платформенные геоструктуры Украины и динамика их развития: Автореф. дис... д-ра геолог. наук. — Киев, 2007. — 30 с.
- Гейко В. С., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. Трехмерная модель верхней мантии Украины по временам прихода Р-волн // Геофиз. журн. — 2006. — 28, № 1. — С. 3—16.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. — Киев: Феникс, 2005. — 572 с.
- Гобаренко В. С., Гордиенко В. В., Завгородняя О. В. Аномальное тело в земной коре Горного Крыма // Геофиз. журн. — 1991. — 13, № 6. — С. 29—38.
- Гольдшмидт С. И., Кузьмин Ю. И. Система АСОМ РФ. Автоматизированная подсистема обработки материалов гравиразведки АСОМ РФ/ЕС. Справочник геофизика. Гравиразведка. — Москва: Недра, 1990. — С. 180—189.
- Гончар В. В. Поле напряжений Горного Крыма и его геодинамическая интерпретация // Доп. НАН Украины. — 2003. — № 3. — С. 97—104.
- Гончар В. В., Паталаха Е. И., Гинтов О. Б. Модели растяжения и приразломного волочения в палеотектонической реконструкции Горного

- Крыма // Доп. НАН України. — 2004. — № 6. — С. 112—118.
- Державна геологічна карта України. — 1:200000. Аркуші L-36-XXVIII (Євпаторія), L-36-XXXIV (Севастополь). — Київ, 2005.
- Державна геологічна карта України. — 1:200 000. Аркуші L-36-XXIII (Джанкой). Київ, 2007.
- Державна геологічна карта України. — 1:200000. Аркуші L-36-XXIX (Сімферополь), L-36-XXXV (Ялта). — Київ, 2008.
- Довбнич М. М., Тяпкин К. Ф. Отражение геодинамики Черноморской впадины в полях напряжений, обусловленных нарушением геоизостазии // Геология и полезные ископаемые мирового океана. — 2006. — № 4. — С. 19—24.
- Довбнич М. М. Разночастотные составляющие аномалий геоида, их структура и природа // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 5. — С. 201—212.
- Довбнич М. М., Демьянец С. Н. Поля напряжений тектоносферы, обусловленные нарушением геоизостазии и геодинамика Крымско-Черноморского региона // Геофиз. журн. — 2009. — 31, № 2. — С. 107—116.
- Ентин В. А., Шимків Л. М., Нечаєва Т. С., Дзюба Б. М., Гінтов О. Б., Шашкевич Є. К., Красовський С. С. Підготовка геофізичної основи тектонічної карти України масштабу 1:1000000. — Київ: Геоінформ України, 2002. — 55 с.
- Казьмин В. Г., Лобковский Л. И., Пустовитенко Б. Г. Современная кинематика микроплит в Черноморско-Южно-Каспийском регионе // Океанология. — 2004. — 44, № 4. — С. 600—610.
- Казьмин В. Г., Тихонова И. Ф. Позднемезозойские — эоценовые окраинные моря в Черноморско-Каспийском регионе: палеотектонические реконструкции // Геотектоника. — 2006. — № 3. — С. 9—22.
- Козленко В. Г., Костиюкевич А. С., Гурова Ю. И., Койфман Л. И., Баранова Е. П. Данные сейсмогравитационного моделирования на акваториях // Сейсмогравитационное моделирование при изучении литосферы. — Киев: Наук. думка, 1994. — 292 с.
- Кутас Р. И. Геотермические условия бассейна Черного моря и его обрамления // Геофиз. журн. — 2010. — 32, № 6. — С. 135—158.
- Лебедев Т. С., Оровецкий Ю. П. Физические свойства и вещественный состав изверженных горных пород Горного Крыма. — Киев: Наук. думка, 1969. — 200 с.
- Нечаєва Т. С., Шимків Л. М., Горкавко В. М. Карта аномального магнітного поля (ΔT)_a України м-бу 1:1000000. — Київ, 2002. — 1 л.
- Паталаха Е. И., Гончар В. В., Сенченков И. К., Червинко О. П. Индензорный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. — Киев: Эмко, 2003. — 226 с.
- Пустовитенко Б. Г. Механизм очагов ощутимых землетрясений Крымско-Черноморского региона последних 20 лет // Сейсмологический бюллетень Украины за 2000 г. — Симферополь: Изд. Гидрофиз. ин-та, 2002. — С. 59—63.
- Пустовитенко Б. Г., Кульчицкий В. Е., Горячун А. В. Землетрясения Крымско-Черноморского региона. — Киев: Наук. думка, 1989. — 192 с.
- Чекунов А. В. Проблемы Черноморской впадины // Геофиз. журн. — 2002. — 24, № 4. — С. 3—25.
- Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusa-kov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelerov V., Sava C. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin // Tectonophysics. — 2004. — 381. — P. 211—233.