

и сопряжены эти вулканиты. Об этом свидетельствует и пространственная сближенность разнородных по лито-фациальному облику разновозрастных флишевых толщ, и широкое распространение в их составе обломков так называемых экзотических пород, нигде не выходящих на поверхность в современном денудационном срезе Карпат. Если же учесть, что среди них встречаются разнообразные гранитоиды, часть которых разновозрастна с заложением и развитием флишевых трогов, то становится понятной вся сложность допокровной предыстории Карпат, расшифровать которую давно, но пока — без особого успеха, пытаются геологи разных стран.

По-видимому, только одних этих соображений достаточно для высказывания предположения о существовании в допокровный этап развития Карпат механизма глубинного "засасывания" значительных участков континентальной коры (во Внешних Карпатах) и, видимо, океанической (в области сочленения их с Внутренними). Основным фактором смены вертикальных движений, проявившихся вдоль швов флишевых трогов и разделявших их кордильер, на горизонтальные были сжимающие напряжения, возникшие нормально или диагонально к направлению простирания этих швов. Представляется вероятным первичнонаклонное к юго-западу положение поверхностей разломов, что предопределило в дальнейшем северо-восточную вергентность покровов. На ранних этапах развития покровообразования зачатые по разломам блоки геосинклинали развития (кордильеры) играли, по выражению О.С. Вялова (1965), роль "упоров", способствуя тем самым концентрации сжимающих напряжений по их периферии. В дальнейшем, при образовании сколов в дофлишевом фундаменте, произошло погружение ("засывание") всех или части этих блоков, и зоны прикордильерных швов стали областями разрядки напряжений, превращаясь в поверхности надвигов и шарьяжей.

Складкообразование и последовавшее за ним развитие разрывных дислокаций во флишевом чехле лишь пассивно отражало сжатие и сколы его фундамента. Флишевый чехол играл при этом не роль трансформатора напряжений, а, скорее, их гасителя. Вот почему некоторые покровы, особенно в Предкарпатском прогибе, имеют гравитационный облик, что в общем-то вполне объяснимо, если принять указанный механизм их образования. К моменту общего воздымания Карпат основные покровы уже как таковые наметились, и возникновение горного рельефа принципиально не нарушало генеральной северо-восточной их вергентности. В это время зарождаются лишь послезероизонные надвиги и покровы с преимущественным юго-западным направлением перемещения (например, в Дуклянском покрове). О масштабах проявления таких покровов можно судить по их частям, уцелевшим от денудации. Видимо, они были довольно значительными, хотя в результате интенсивного размыва сохранились лишь небольшие их фрагменты. К этому типу следует, по-видимому, причислить покров, почти горизонтально залегающий останец которого на Полонине Ровной перекрывает контакт Поркулецкого и Дуклянского покровов и имеет, судя по фациям верхнего мела, ретрошарьяжное происхождение. Он занимает здесь наиболее высокое гипсометрическое положение. Эти горизонтальные движения с перемещением к юго-западу знаменуют собой заключительный этап развития покровов Внешних Карпат.

## ГОРНЫЙ КРЫМ И СЕВЕРНОЕ ПРИЧЕРНОМОРЬЕ

### Краткая характеристика разломов Горного Крыма

Сейсмическими, гравиметрическими и гидромагнитными исследованиями в пределах Горного Крыма и смежных частей Черного моря отчетливо выявляется система прямолинейных зон неоднородностей земной коры, трактуемых обычно, как глубинные разломы или шовные зоны. Наиболее крупные из этих глубинных зон дислокаций оконтуривают Горный Крым с четырех сторон, придавая ему

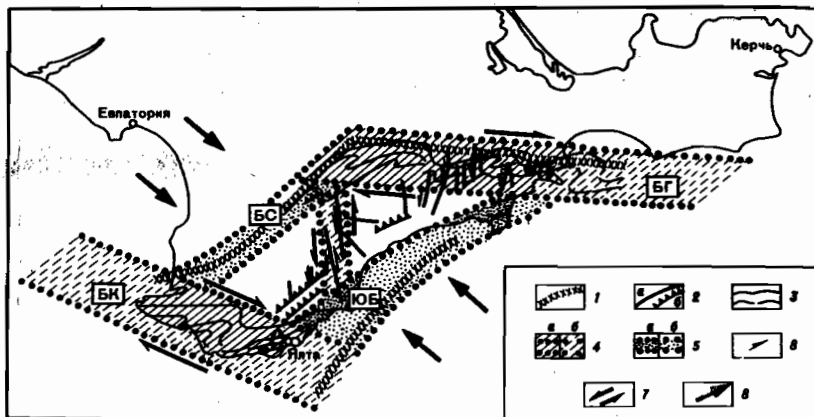


Рис. 23. Основные зоны концентрации деформаций Горного Крыма

1 — глубинные швы, фиксируемые сейсморазведкой и гравиметрией; 2 — геологические разрывы, картируемые на поверхности (а — сдвиги, сбросо-сдвиги, сбросы, б — надвиги, взбросы); 3 — выборочные слоевые линии в зонах мелкой складчатости; 4 — зоны концентрации сдвиговых и взбросо-сдвиговых деформаций (БГ — Белогорская, БК — Балаклавская); 5 — зоны концентрации взбросо-надвиговых деформаций (ЮБ — Южнобережная, БС — Бахчисарайская); 6 — направление относительного перемещения крыльев отдельных сдвиговых разрывов; 7 — направление предполагаемого горизонтального перемещения крупных блоков земной коры вдоль зон концентрации сдвиговых деформаций; 8 — предполагаемая ориентировка вектора максимального бокового сжатия в позднеальпийское время

характерные ромбовидные очертания. Глубинный шов, составляющий северо-восточную "сторону" этого ромба (рис. 23), отчетливо фиксируется по сейсмическим и гравиметрическим данным (Борисов, 1967; Балавадзе и др., 1968; Лебедев, 1965). В поверхностной структуре этот шов выражен Белогорской зоной взбросо-сдвиговых деформаций. Последняя представляет собой прямолинейную полосу дислокаций шириной 10–15 км и длиной более 60 км, вытянутую в восток-юго-восточном направлении от Симферополя до Феодосии и сложенную серией асимметричных, нередко фестончатых складок восток-северо-восточного простирания. Складки этой зоны располагаются кулисообразно друг к другу на фоне пологой моноклинали, погружающейся в сторону Индоло-Кубанского прогиба. Складчатый рисунок этой зоны (кулисный ряд фестончатых складок, затухающих в удалении от зоны глубинных дислокаций) предположительно говорит о совместном проявлении здесь деформации сжатия и правого сдвига.

Другая зона правосдвиговых деформаций располагается в юго-западной части Горного Крыма, на участке побережья от мыса Херсонес до мыса Форос. Внутри этой зоны, названной Балаклавской (Горшков, Расцветаев, 1969) и простирающейся с северо-запада на юго-восток, наблюдается кулисообразное расположение трех крупных антиклинальных складок субширотного простирания: Балаклавской, Сухореченской и Форосской. Первые две характеризуются односторонним наклоном шарниров на восток и имеют облик асимметричных фестончатых долу-складок ("аксоноклиналей", по А.В. Лукьянову, 1965), характерных для складчатости сдвига (Пейве, 1960). Параллельно этой системе кулисных складок в пределах смежной части Черного моря располагается зона погружения подводного склона, а также область смены региональных типов геофизических полей (Гончаров и др., 1972). По предположению А.И. Шалимова (1966), здесь проходит зона Херсонесско-Сарычского глубинного разлома северо-западного простирания, фиксируемая цепочкой интрузий и линейным расположением очагов землетрясений этой части Черноморского побережья. Северо-западное продолжение этой

зоны глубинных дислокаций известно под наименованием Ямполь-Одесской зоны разломов, которая контролировала палеотектоническую зональность Причерноморской впадины в меловое и палеогеновое время (Ермаков, 1968). По данным гидромагнитной съемки (Методика и некоторые результаты..., 1967), в этой зоне наблюдается полоса активных положительных магнитных аномалий с



Рис. 24. Сопряженные сдвиги в районе горы Ат-Баш (по В.И. Лебедискому и А.И. Шалимову с незначительными дополнениями)

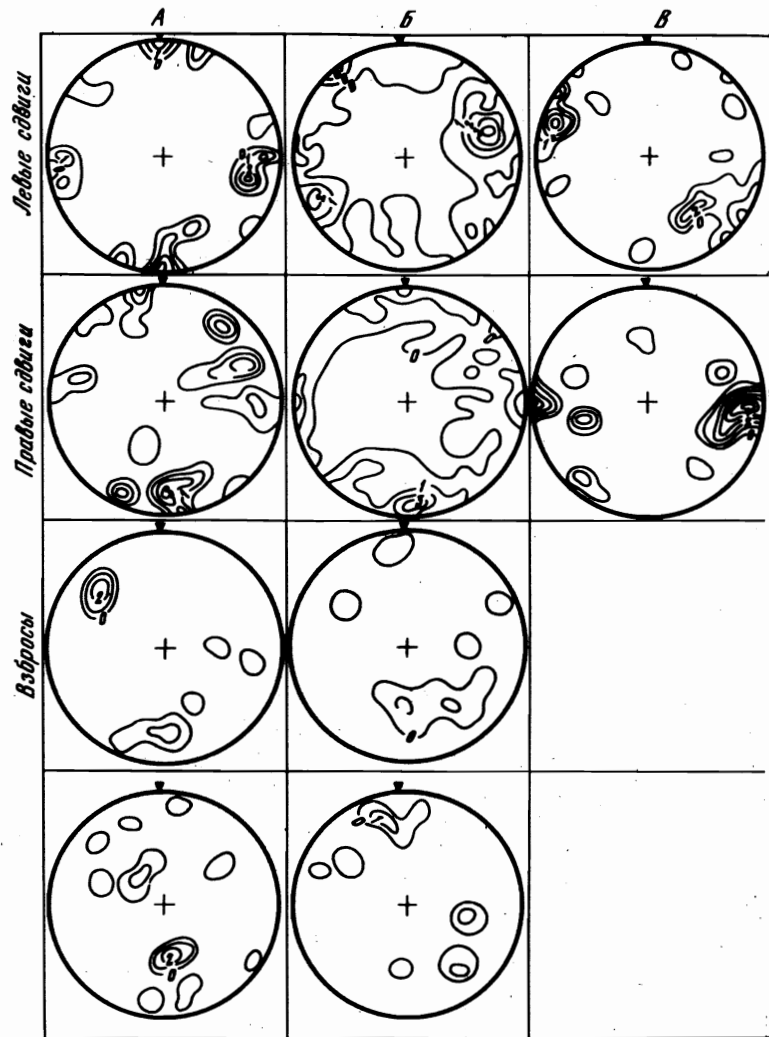
залеганием верхних кромок магнитовозмущающих масс близ кровли гранитного слоя (4–7 км).

Существенной представляется кинематическая характеристика Южнобережной зоны глубинных дислокаций, огибающей Горный Крым с юга и юго-востока. Этот важнейший структурный шов протягивается параллельно Южному берегу Крыма вдоль зоны интенсивного градиента силы тяжести (Борисов, 1967), примерно совпадающего с резким уступом континентального склона два Черного моря (Муратов, 1960; Гончаров и др., 1972). На Ялтинско-Алуштинский участок континентального склона проецируется фокальная зона крымских землетрясений, наклоненная в сторону Крымского полуострова и уходящая на 40 км в глубину (Горшков, Левицкая, 1947)<sup>1</sup>. Наклон этого глубинного шва в сторону приподнятого блока, а также ориентировка векторов сжатия в очагах крымских землетрясений (Широкова, 1967), достаточно надежно устанавливает надвиговый характер Южнобережной зоны глубинных дислокаций. Поверхностным структурным проявлением дислокаций Южнобережной надвиговой зоны является система сильно сжатых, нередко опрокинутых и надвинутых на юг складок Южнобережного и Туаковского поднятий.

Северо-западное ограничение Горного Крыма проходит по прямолинейной зоне Бахчисарайской моноклинали, которой, по данным сейсморазведки, отвечает глубинной тектонический шов северо-восточного простирания (Лебедев, 1965; Тектоника области..., 1968). В этой же зоне зафиксирована цепочка положительных магнитных аномалий небольшой глубины заложения (Методика и некоторые результаты..., 1967). По аналогии с Южнобережным глубинным надвигом и тектонической трещиноватости в пределах самой моноклинали можно высказать предположение о взбросовом характере этого глубинного шва.

Помимо отмеченных выше зон глубинных дислокаций по окраинам Горного Крыма, имеются некоторые зоны повышенной дислоцированности внутри самого складчатого сооружения. Наиболее крупная из таких зон — Алуштинско-Симферопольская меридиональная система дислокаций, рассекающая Крым по меридиану Алушты. С ней связаны Салгирская, Ангарская и Кебитская системы субмеридиональных разрывов, резкое смещение в плане оси Главной Яйлинской синклинали, полоса повышенной дислоцированности пород таврической серии, а также наиболее мощные в Крыму магматические проявления.

<sup>1</sup> По данным Ю.К. Шукина (1972), фокальная зона южнокрымских землетрясений имеет более сложное строение и, по-видимому, включает в себя элементы двух сопряженных глубинных надвиговых зон встречной вергентности.



Интенсивность и длительность магматической деятельности, проявившейся вдоль Алуштинско-Симферопольской зоны в нижне- и среднеюрское (возможно, и в более позднее) время, быстрота и резкость фациальных замещений в верхнеюрских толщах Чатыр-Дага и Демерджи-Яйлы совершенно справедливо указываются С.А. Ковалевским (1965) и А.И. Шалимовым (1966) как признаки глубинности этой системы дислокаций; на сочленении Алуштинско-Симферопольской и Южнобережной шовных зон находится область наиболее интенсивных магнитных и гравитационных аномалий, а также зона повышенной сейсмичности. По характеру поверхностной структуры зона Алуштинско-Симферопольского разлома должна быть квалифицирована, как система левосдвиговых и сбросовых деформаций. На пересечении с этой зоной все крупнейшие элементы Горного Крыма образуют сигмоидальный изгиб — "своеобразную горизонтальную флексуру, осложненную сдвигами" (Шалимов, 1966). В результате ось Главной

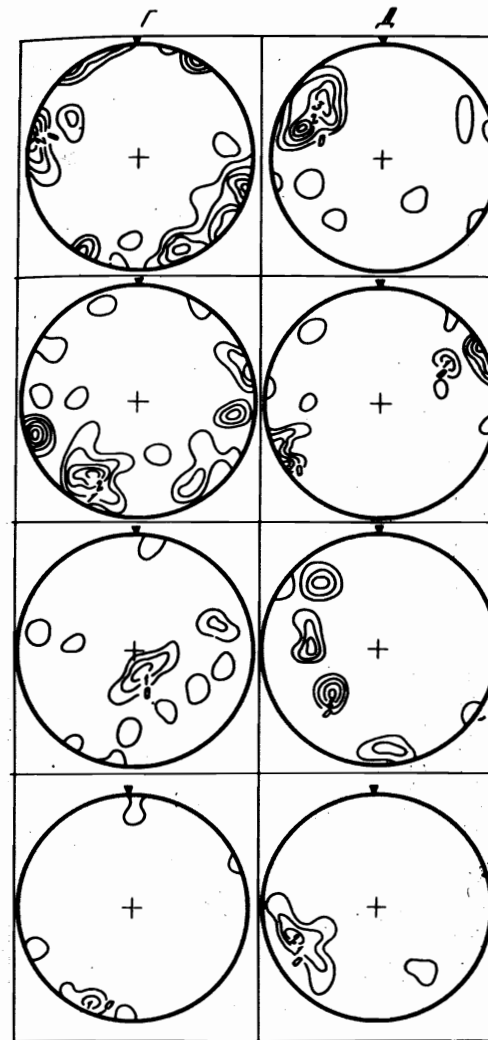


Рис. 25. Распределение зеркал скольжения в зонах разрывов восточной и центральной частей Горного Крыма (составил А.Н.Тихонов при участии Л.М.Расцветова)

А — Лозовое, Б — Северный Чатырдаг, В — Демерджи, Г — верховья р. Индол, Д — верховья р. Тонас

синклинали Яйлы испытывает горизонтальный отход против часовой стрелки на несколько десятков километров<sup>1</sup>.

Рассмотрим морфологические особенности основных систем дизъюнктивных нарушений, картируемых на поверхности Горного Крыма. Преобладающее развитие имеют здесь крутые прямолинейные разрывы субмеридионального простирания, протяженностью до нескольких десятков километров. Вдоль подавляющего большинства разрывов этой системы наблюдается горизонтальное левостороннее смещение геологических границ, а иногда и отдельных частей довольно крупных складок, например Главной (Яйлинской) синклинали (орографически это выражается в кулисном расположении разобценных массивов гор Бабуган-Яйлы, Чатыр-Даг, Демерджи-Яйлы и Караби-Яйлы). Амплитуда горизонтального перемещения здесь не менее 3—5 км по каждому из разделяющих блоки разломов; вдоль некоторых из них развиты левосдвиговые горизонтальные штриховки. Имеющиеся факты в

целом позволяют охарактеризовать субмеридиональные разрывы Горного Крыма, как систему левых сбросо-сдвигов с преобладанием горизонтальной составляющей над вертикальной.

Другую группу разрывов Горного Крыма составляют надвиги. Преобладающее простирание надвиговых швов составляет обычно 60—70° на восток-северо-восток; плоскости сместителей полого (до 30—45°) наклонены на север. В пределах Судакского синклинория Восточного Крыма их амплитуда достигает 3 км при

<sup>1</sup> Не следует, однако, считать, что это левосдвиговое смещение целиком носило эпигенетический (по отношению к Главной синклинали) характер. По-видимому, само заложение и развитие Яйлинской синклинали и смежных поднятий происходили здесь в условиях левосдвиговой деформации, что и определило изначально кулисный характер строения Яйлы. Эта первичная кулидность была, видимо, утрирована впоследствии системой левосдвиговых сколов, заложившихся в "пазухах" отдельных синклиналиальных ячеек.

протяженности свыше 10–15 км (Муратов, 1960). Крупные надвиговые зоны (Лозовская и Битакская) описаны в районе Симферополя (Кипарисова и др., 1969), а в последнее время и в районе с. Трудолюбовка к востоку от г. Бахчисарай (Короновский, Милеев, 1974). В юго-западной части Крымских гор надвиговые структуры изучены слабее, однако и здесь они отмечены в ряде мест (южнее крылья Кастропольской, Форосской и Ялтинской антиклиналей; Муратов, 1960). Некоторые разломы этого направления, ранее трактовавшиеся, как сбросы, по всей видимости, имеют взбросовую природу (например, продольные разрывы, обрамляющие Главную синклиналию юго-западного Крыма и осложняющие контакт верхнеюрских и таврических отложений).

Значительно меньшую роль в современной структуре Горного Крыма играют правые сдвиги. Они представляют собой трещины северо-западного простирания с крутым наклоном сместителей, вдоль которых наблюдается отчетливая правосдвиговая штриховка (например, район гор Байдары и Ат-баш на юго-западе Крыма, — рис. 24; верховья р. Тонас в Восточном Крыму; Тихонов, 1973). Разрывы этой группы обычно не достигают значительных размеров, но играют существенную роль в общей совокупности мелких дизъюнктивов, сплошной сеткой рассекающих горные породы.

Все отмеченные выше разрывы являются сдвигами в механическом смысле слова. Построение диаграмм по методу Г.П. Горшкова (1947) и М.В. Гзовского (1963) убеждает, что все они относятся к единому семейству трещин скальвания, связанных с боковым давлением северо-западной (приблизительно 330°) ориентировки (рис. 25).

Воздействие той же системы напряжений можно усмотреть и в преобладающей ориентировке складчатых структур. Большинство линейных складок Горного Крыма протягивается в восток-северо-восточном направлении, поперек вектора сжатия, установленного по соотношению разрывных нарушений. С этим хорошо коррелируются некоторые морфологические особенности крымских складок (усложнение степени сжатия в ядрах, концентрический облик и послойные проскальзывания взбросового типа на крыльях отдельных складок, характер распределения трещиноватости и т.п.), позволяющие рассматривать их как складки продольного сжатия.

Мы приходим, таким образом, к выводу, что альпийская структура Горного Крыма сформировалась под решающим влиянием тангенциального сжатия северо-северо-западного направления. Это общее сжатие, определяющее основное поле напряжений Горного Крыма в позднеальпийское время<sup>1</sup>, действовало на всю глубину земной коры, причем геологические проявления бокового сжатия были различны на разных глубинных уровнях (рис. 26; см. вкладку). Размещение и кинематика главнейших зон глубинных дислокаций были предопределены более древними, вероятно доальпийскими, структурными особенностями территории; позднеальпийские напряжения, развивающиеся в геологически анизотропной среде, привели к формированию сложной складчато-глыбовой структуры Горного Крыма.

Поднятие Горного Крыма представляет собой своеобразный асимметричный горст-моноклиниорий, ограниченный, как уже отмечалось, с четырех сторон системами глубинных разломов: Балаклавским с юго-запада, Белогорским с севера и северо-востока, Южнобережным с юго-востока и юга, Бахчисарайским (Симферопольским) с северо-запада. Вся совокупность имеющихся данных позволяет предположительно диагностировать Балаклавский и Белогорский швы как правые взбросо-сдвиги, Южнобережный и Бахчисарайский — как глубинные надвиги

<sup>1</sup> В структуре Горного Крыма фиксируются отчетливые следы и субмеридионального сжатия, отразившегося в субширотной ориентировке некоторых линейных складок, в сбросо-раздвиговых движениях по швам субмеридионального направления и в формировании сетки сопряженных сколовых трещин с субмеридиональной осью скальвания. Это поле напряжений, вероятно, играло существенную роль лишь на ранних стадиях альпийского развития региона.

с элементами левого сдвига (Ажтирей, 1960). Вполне вероятно, что горст-моноклиналиная структура Горного Крыма изначально была обрамлена глубинными швами и никогда не имела ни западной периклинали, ни южного крыла, которые предполагаются под водами Черного моря многими исследователями, рассматривающими Горный Крым, как уцелевшую от новейших опусканий часть крупного антиклинария.

#### Положение Горного Крыма в структуре и рельефе Северного Причерноморья

**Батиметрические данные<sup>1</sup>.** Крымский полуостров и Синопский выступ образуют как бы центральный пережим, разделяющий Азово-Черноморскую котловину (и, в частности, глубоководную ее часть) на две геоморфологически разобщенные части: западную и восточную. В месте пережима акватория сужается до 250 км, достигая к востоку и западу от него до 600 км и более. Центральнo-Черноморское сужение — область максимально контрастного рельефа, отметки которого колеблются от -2212 до +1545 м и более.

Как Крымский, так и Синопский выступы побережий сопровождаются соответствующими выступами континентального уступа, имеющими угловатые очертания. Рассматривая общие очертания побережий Азово-Черноморской котловины, внешнего и внутреннего контура глубоководной Черноморской впадины, можно наметить некоторые линии, играющие важную роль в рельефе этой области. Наиболее важное значение имеют две линии северо-западного направления: линия Орду—Одесса и Сухуми—Николаев. Вдоль первой ориентированы хр. Архангельского, Севастопольский участок континентального склона и область восточного замыкания Центрально-Черноморской мульды — наиболее глубоководной части Черноморской впадины, околунтуренной по изобате 2200 м. Вблизи этой линии и почти параллельно ей ориентированы также участки побережий Синоп—Орду и Аяя—Днепровский лиман. Линия Орду—Одесса делит Черноморскую глубинную впадину по диагонали на две, примерно равные части, как бы сдвинутые и разобщенные по часовой стрелке на 150–200 км. Линия Сухуми—Николаев разделяет Крымско-Черноморскую и Азово-Кавказскую области. Широкая полоса, соответствующая Туапсинскому отрезку континентального склона, продолжена к северо-западу изломом материкового уступа на меридиане г. Керчь, восточным побережьем Феодосийского залива, западным побережьем оз. Сиваш и Перекопским перешейком.

Меньшую роль играют линии северо-восточного простирания: Бургас—Таганрог и Босфор—Керчь. Первая может быть отчетливо прослежена вдоль северо-западного отрезка континентального уступа, через северо-западное побережье Крымского полуострова на северо-западный берег Азовского моря. Вторая выделяется значительно менее четко вдоль подножия материкового склона Центрально-Черноморской впадины (около изобаты 2000 м, протягивающейся к юго-западу от Горного Крыма), далее на Ялтинский отрезок континентального склона, через северо-восточный излом Керченского отрезка материкового уступа на юго-восточное побережье Азовского моря.

**Гравиметрические данные.** Аномалии силы тяжести в редукции Буге позволяют выделить три области, резко различные по типу аномального гравитационного поля. Северная область соответствует южной окраине Восточно-Европейской платформы и характеризуется интенсивными линейными меридионально вытянутыми положительными аномалиями, разделенными полосами слабо повышенных значений  $\Delta g$ . Субширотная, несколько изломанная севернее Перекопа линия, ограничивающая эту область с юга, проходит вдоль северной окраины Азово-Черноморской акватории, примерно совпадая с грабенообразной шовной зоной, отделяющей Русскую плиту от Скифской. Южная область также характеризуется повышенными значениями силы тяжести, на фоне которых выделяются два крупных

<sup>1</sup> Описание проводится по данным В.П. Гончарова, Ю.П. Непрочнова и А.Ф. Непрочновой (1972).