

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
БАШКИРСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Серия «Научные рекомендации — народному хозяйству»

Ю. В. КАЗАНЦЕВ

СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫЕ СТРУКТУРЫ
РАВНИННОГО КРЫМА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
БАШКИРСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Серия «Научные рекомендации — народному хозяйству»

Ю. В. КАЗАНЦЕВ

СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫЕ СТРУКТУРЫ
РАВНИННОГО КРЫМА

Доклад Президиуму Башкирского филиала АН СССР

СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫЕ СТРУКТУРЫ РАВНИННОГО КРЫМА

Ю. В. КАЗАНЦЕВ. Серия препринтов «Научные рекомендации — народному хозяйству». Башкирский филиал АН СССР, 1979.

В настоящей работе на основе обобщения материалов бурения, геологических съемок и геофизических исследований излагаются структурные особенности Крыма с позиции мобилизма. Вся территория полуострова рассматривается как краевой прогиб, сложенный серией тектонических пластин субширотного простирания. Устанавливается взаимозависимость складчатых и разрывных дислокаций, приводится их характеристика.

ВВЕДЕНИЕ

Крым входит в состав крупной линейной Средиземноморской зоны альпийской складчатости, располагаясь между горными системами Балкан на западе и Большого Кавказа на востоке. Он состоит из двух частей: горной и равнинной, резко отличающихся между собой степенью дислоцированности и характером слагающих их формаций.

Горная, область, занимающая южную часть полуострова, сложена преимущественно мезозойскими образованиями, представленными различными формационными типами пород: как геосинклинальными, так и платформенными. Для нее характерно наличие многочисленных разрывных нарушений, лоскутное, мозаичное в плане, размещение фаций разного генезиса, сложные соотношения между отдельными формационными типами пород, широкое развитие аллохтонных структур и т. д.

Равнинная часть Крыма выполнена мезозойскими и кайнозойскими отложениями платформенного типа. Они осложнены региональными надвигами, разбивающими структуру на ряд широтно вытянутых тектонических пластин, смятых в линейные и куполовидные складки.

Таким образом, различие степени деформированности горных пород обуславливает выделение в современном структурном плане Крыма двух четких тектонических зон: платформенной и геосинклинальной. Первая, как будет показано ниже, представляет собой систему разновозрастных прогибов, иногда наложенных друг на друга, вторая — является крупным аллохтонным сооружением, покоящимся на платформенном основании. Последнюю, вероятно, правильнее называть аллохтоном горного Крыма.

История исследований геологии Крыма охватывает более чем двухсотлетний период. Первые сведения о геологиче-

ском строении этого региона содержатся в работах П. С. Палласа, К. Габлица, И. Хюо, Ф. Дюбуа де Монпере (начало прошлого столетия), в которых наряду с физико-географическими описаниями, содержатся выводы по отдельным вопросам геологии Таврических гор. Последние, по мнению этих исследователей, должны прослеживаться и в Черном море.

Начиная с Э. Фавра, Г. Романовского, а также в трудах И. В. Леваковского, Ю. А. Листова, А. А. Штукенберга, В. Д. Соколова (вторая половина XIX века) намечается тенденция к выяснению и объяснению причин возникновения и формирования крымских деформаций.

Наиболее значительные исследования структуры Крыма осуществляются в конце XIX и начале XX веков работой Геологического Комитета, заложившего основу систематическому изучению региона. По существу с этого времени обособляются два диаметрально противоположных направления во взглядах на характер тектоники Крыма. Согласно первому, предложенному К. К. Фохтом, ведущая роль в формировании его структуры приписывается складчатым дислокациям, лишь осложненным в последствии сбросами. Согласно второму, выдвинутому А. А. Борисяком, главенствующая роль отводится разрывной тектонике. В частности, А. А. Борисяк считал, что горный Крым (от Балаклавы до Феодосии) расчленен сдвигами на ряд глыб, смещенных пространственно друг относительно друга.

В дальнейшем идеи о значительных перемещениях осадочных толщ по разрывам (в том числе и по крупным надвигам) развивали А. С. Моисеев (1930) и Н. А. Преображенский (1933). Другая группа исследователей (Муратов, 1949) продолжала придавать наибольшее значение складчатым дислокациям.

В течение последующих лет (вплоть до 70-х годов текущего столетия) осуществлены значительные работы обобщающего характера по тектонике как всего Крыма в целом, так и отдельных его частей (равнинного, Тарханкутского и Керченского полуостровов и др.). Много новых сведений получено по глубинному строению осадочного чехла и фундамента полуострова благодаря широко развернувшимся детальным геологосъемочным исследованиям и глубокому бурению. Эти результаты изложены в многочисленных публикациях (Соколов, 1926; Моисеев, 1930, 1939; Архангельский и др., 1930; Меннер, Крымгольц, Лычагин, Муратов, 1937; Муратов, 1949, 1962, 1969 и др., Дикенштейн, 1957; Лычагин,

1958; Бондарчук, 1959; Чирвинская, Гуревич, 1959; Черняк, 1959; Соллогуб, 1960; Пчелинцев, 1962; Бурштар, Каменецкий, 1962; Доленко и др., 1968; Шевченко, Резанов, 1976 и мн. др.), явившихся важной вехой в познании геологии Крыма.

Новые данные получены при сейсмопрофилировании Черного моря, нашедшие отражение в работах Архипова (1970), Дьяконова и др. (1976), А. Л. Яншина и др. (1977) и многих других. В них представлены принципиально новые схемы тектонического строения и истории развития территории дна моря.

Несмотря на многолетние и многочисленные исследования геологии Крыма, ряд важных вопросов, касающихся времени и основных особенностей формирования земной коры этого региона, а также характера и закономерностей тектонического строения складчатой области, все еще остаются не до конца решенными. Остро дискуссионными являются и такие кардинальные проблемы, как взаимосвязь и взаимобусловленность пликативных и разрывных дислокаций, структурное положение и происхождение магматических образований. В связи с этим оказывается недостаточно аргументированной история развития области на протяжении от докембрия до кайнозоя, не выявлены основные закономерности размещения полезных ископаемых, что естественно отражается на выработке методики их поисков. В настоящей работе предпринята попытка осветить эти вопросы с мобилистских позиций.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В строении Крымского полуострова и окружающей его акватории Черного и Азовского морей принимают участие докембрийские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования. Несмотря на то, что докембрийские и палеозойские породы нигде не выходят на дневную поверхность и лишь вскрыты единичными буровыми скважинами, площадными геофизическими исследованиями убедительно доказываются их широкое развитие в основании разреза всего рассматриваемого региона. Мезозойские и кайнозойские отложения присутствуют повсеместно. Они обнажены в горной (южной) части полуострова, вскрыты скважинами в равнинном Крыму, а также в акватории Черного и Азовского морей.

Стратифицированный комплекс осадков Крыма довольно разнообразен по составу. Наряду с карбонатными и тер-

ригенными осадочными отложениями весьма существенную роль в разрезе играют вулканогенные образования. Многообразие литологического состава характерно также для отложений одного и того же стратиграфического уровня, обусловленное различными значениями мощности, характера сложения и комплекса фаунистических остатков. Это указывает на то, что формирование осадков, вероятно, должно было происходить в различных, удаленных друг от друга, седиментационных бассейнах. Здесь можно встретить породы, характеризующие платформенный режим накопления, присутствуют образования, отлагавшиеся в промежуточной (миогесинклинальной) зоне, в структурах типа краевых прогибов и есть породы, образование которых происходило в типичных геосинклинальных условиях.

Наиболее характерной особенностью одновозрастных, но различных по генезису и литологическому составу типов породных ассоциаций в пределах Крымского полуострова является отсутствие признаков какой-либо закономерности в их размещении. Довольно часто встречающееся хаотичное их сонахождение побудило нас предпринять попытку систематизировать естественные ассоциации горных пород по их генетическим признакам, основываясь при этом на закономерностях современного осадконакопления в морских бассейнах. В последних по условиям образования можно выделить три различные области формирования осадков: шельфовую, континентального склона и глубоководной котловины.

В шельфовой зоне, в условиях мелководья, происходит накопление богатых органическими остатками слоистых выдержанных в мощности на значительные пространства отложений типа глинисто-песчаных и карбонатных илов. В области континентального склона формируются осадки резко увеличенной (в несколько раз по сравнению с шельфовыми) мощности, представленных преимущественно обломочным материалом. Для них характерны градационная ритмичность, невыдержанность слоев по простираанию, бедность органики. Широко присутствуют здесь также вулканогенные образования. Осадки глубоководных котловин характеризует сравнительно малая мощность по отношению к первым двум, выдержанность состава на большие расстояния и глубоководный характер накопления — это в основном кремневые и карбонатные илы.

Используя определенный набор характерных и объединяющих осадочные толщи признаков, т. е. исходя из принци-

па актуализма, в Крыму представляется возможным выделить формации, образующиеся на континентальном склоне — в геосинклинальный тип и на мелководном шельфе — в платформенный тип. Осадки, характерные для глубоководной котловины здесь не выделяются.

К отложениям континентального склона отнесены флишевые и вулканогенные породы, характеризующиеся резко увеличенной мощностью, преимущественно обломочным составом (включая горизонты олистостром), ритмичным характером наложения, а также присутствием магматогенных образований. Формирование такого комплекса пород происходило в пределах крутого склона края платформы. Последний постоянно погружался под весом наращивающихся за счет тектонического скупивания кордильер и пододвигания платформы под базальтовый слой океана в момент мощного горизонтального сжатия с последующим внедрением магматических образований в период относительного покоя.

Платформенные осадки характеризуются, напротив, малой мощностью, выдержанностью литологических пачек по простиранию на значительные расстояния, отчетливой слоистостью и прочее, т. е. всеми признаками, обуславливающими их шельфовое накопление.

К этому же типу отнесены отложения, образование которых происходило на краю погружающегося в сторону геосинклинали кратона в периоды относительного покоя. Представлены они молассовыми и депрессионными образованиями, то есть породами, слагающими осадочную призму, обращенную своей вершиной в сторону платформы. Этот комплекс отложений является промежуточным звеном в смене фаций по латерали от платформы к геосинклинали.

Следует однако заметить, что определение принадлежности комплексов осадков к тому или иному типу разреза встречает иногда затруднения, так как границы их в природе весьма условны, смена их друг другом по латерали происходит постепенно. Особенно трудно разграничить формации горного Крыма — этой сравнительно небольшой по площади территории, где каждый тип разреза развит преимущественно в отдельном тектонически изолированном блоке. К тому же часть блоков здесь оказывается представленной такими фациями осадков, по составу и характеру сложения которых нельзя с уверенностью говорить только о шельфовом или только континентальном склоне режиме их накопления. Некоторые толщи осадков, характер накопления которых каза-

лось бы должен свидетельствовать в пользу их геосинклинального происхождения, в действительности могли формироваться и в области шельфа. Это относится в основном к флишеподобным сериям мела, начиная от верхнего готерива и кончая альбом (возможно и какой-то части верхнего мела района г. Белогорска). Вполне возможно, что в своих решениях по выделению некоторых фрагментов осадочных толщ к определенным областям осадконакопления мы не смогли избежать ошибок (в тексте при изложении материала такие спорные моменты нашли отражение). Тем не менее, существование типично платформенных и типично геосинклинальных разновозрастных формаций в горном Крыму не вызывает сомнения (рис. 1).

Отложения континентального склона (геосинклинальный тип).

К наиболее древним образованиям, накопление которых происходило в области континентального склона, следует относить метаморфические сланцы и интрузивные образования рифейского возраста (Муратов и др., 1968). Первые представлены зеленовато-серыми альбито-хлоритовыми, хлорит-актинолит-серицитовыми, кварцево-хлоритовыми, кварцево-хлорит-карбонатными и черными кварцево-карбонатными разностями, вторые — габбро-диабазы, вскрываемыми скважинами в центральной части Крыма, в районе сел Нижнегорского и Зуи. Их максимальная вскрытая мощность 450 м. Вероятно, к этому же комплексу относятся диориты и граниты, сохранившиеся лишь в гальках и глыбах конгломератов юры и мела и имеющие, по данным радиологических определений, верхнепротерозойский возраст (Юрк, Добровольская, 1965).

В скважинах Тарханкутского полуострова (Меловая, Октябрьская площади), в районе с. Новоселовского (Новоселовская, Красновская площади), на Арабатской стрелке (Стрелковская площадь), а также в некоторых других пунктах, обнаружены дислоцированные, аналогичные по составу, но несколько менее метаморфизованные, чем зуйские и нижнегорские, сланцы, содержащие единичные экземпляры спор и пыльцы палеозойского возраста (Муратов и др., 1968).

В разрезе геосинклинального палеозоя выделяются толщи черных и темно-серых аспидных сланцев, углисто-серицито-кварцевого состава с прослоями эпидот-хлоритовых сланцев мощностью 1100 м, зеленовато-серых флишевых по-

род, представленных ритмично переслаивающимися известняками и кварцево-карбонатно-углистыми сланцами мощностью 700 м, а также полимиктовых песчаников и углисто-глинистых сланцев с прослоями известняков мощностью 300 м (район с. Новоселовского). Встречаются среди них немногочисленные тела микродиоритов, габбро-диабазов, кварцевых порфиров, андезитовых порфиритов. В породах толщи аспидных сланцев (скважины Новоселовская 3, Красновская 3) были определены споры и пыльца нижнего-среднего карбона.

Нарастивается разрез геосинклинального типа терригенным флишем таврической серии верхнего триаса — и нижней юры, широко развитым вдоль прибрежной зоны горного Крыма. Это 20—30 сантиметровые чередующиеся между собой слои песчаников, алевролитов, аргиллитов, содержащих линзы мелкогалечных конгломератов и пачки плотных глин с сидеритами. Песчаники имеют преимущественно мелко- и тонкозернистую структуру, полевошпатово-кварцевый и кварцевый состав с кварцево-гидрослюдистым цементом. Аргиллиты постоянно содержат алевролитовую и псаммитовую примеси. Мощность пород таврической серии превышает 2000 м. Возраст ее устанавливается по единичным находкам ископаемой фауны как верхнетриасовый — нижнеюрский.

Отложения среднего отдела юрской системы широко распространены на южном берегу Крыма. Сложены они песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинами с сидеритом, туфами, туфобрекчиями и лавами преимущественно основного состава. Характер переслаивания этих пород между собой отличается ритмичностью, что напоминает флиш, свидетельствуя о том, что формирование осадков происходило в условиях континентального склона. Наиболее отчетливое ритмичное чередование слоев с присутствием порой полных ритмов наблюдается в районе с. Зеленогорье. Среди песчаников и глин встречаются пачки углей мощностью от десятков сантиметров до первых метров. На геосинклинальный режим осадконакопления указывает и значительная мощность среднеюрской толщи, достигающая 2000 м.

Формации континентального склона верхнего отдела юры, представленные преимущественно флишевыми сериями, также пользуются широким распространением в горном Крыму. Среди них выделяются образования келловейского, оксфордского, кимериджского и титонского ярусов.

Фаунистически охарактеризованные отложения **келловейского** яруса выделяются как на западе, так и на востоке Таврических гор. Один из пунктов, где наиболее детально описан разрез яруса, находится в районе г. Перчем. Здесь осадки келловей мощностью 250 м, представленные ритмичным чередованием известняков, глин и песчаников, постепенно сменяют среднеюрский флиш.

Наращивает сверху флишоидный разрез верхнего отдела юры **оксфордский** ярус. Непосредственно к югу и юго-востоку от описанного выше пункта, в районе г. Судака и на полуострове Меганом, оксфордские отложения представлены переслаиванием зеленовато-серых алевролитистых глин, фиолетово-серых мелкозернистых слабоизвестковистых песчаников, темно-фиолетовых известняков с включениями конкреций сидерита. Для толщи характерны невыдержанность слоев по простиранию, ритмичный характер накопления, присутствие значительной мощности пластов плитчатых глин, наличие крупных одиночных и колониальных кораллов и водорослевых рифов (горы Сокол, Хоба-Кая и др.). Мощность отложений достигает 800—1000 м.

Несколько обособленно расположена толща оксфордских слоистых светло-серых глинистых известняков на северных склонах Бабуган-Яйлы, содержащих подчиненные горизонты известковистых глин, среднезернистых песчаников, мелкогалечных конгломератов, общей мощностью 1500 м. В конгломератах гальки представлены в основном песчаниками и кварцем. Огромная мощность осадков, присутствие горизонтов обломочных пород свидетельствует о беспокойном режиме их накопления, скорее характерном для области континентального склона.

Отложения **кимериджского** яруса постепенно сменяют оксфордские. Наиболее отчетливо переход устанавливается в районе г. Судака. Здесь, на южном склоне Токлуковского хребта, на глинах с оксфордской фауной залегают плотные зеленовато-серые (на выветрелой поверхности — пепельно-серые) глины с маломощным ритмично повторяющимся прослоями сидеритов и горизонтами песчаников. Выше глин располагается толща чередующихся зеленовато-серых глин, органогенных известняков и песчаников. Заканчивается разрез глинами со сравнительно мощными (до 30—40 см) прослоями серых мелкозернистых песчаников. Общая мощность отложений кимериджа здесь около 950 м.

Титонские отложения также представлены флишем, од-

нако его состав становится существенно карбонатным. Он представляет собой однообразную мощную (до 2500 м) толщу более или менее ритмично чередующихся слоев обломочных известняков, песчаников, глин и глинистых сидеритов. Количественные соотношения мощностей слоев всех этих пород весьма изменчивы. Прослой обломочных известняков, песчаников и глинистых сидеритов обычно маломощны (первые сантиметры, редко более 10—20 см), но хорошо выдержаны по простиранию. Встречаются отдельные слои известняков мощностью 1,5—2 м. Глины, как правило, преобладают в разрезе титона. Мощность прослоев иногда достигает нескольких метров. Среди них изредка обнаруживаются линзы и горизонты гравелитов, мелкогалечных конгломератов, органогенно-обломочных известняков. Ближе к кровле глины становятся более известковистыми, количество прослоев других пород в них сокращается и постепенно титонский флиш сменяется также карбонатным флишем валанжина.

Породы нижнего отдела меловой системы слагают в основном склоны, а местами заходят в пределы Главной гряды. Представлены они чередованием однообразных слоев известковистых глин, содержащих прослой ленточных мергелей, известняков, алевролитов, песчаников и конгломератов (см. рис. 1, А). Присутствуют среди них и туфогенные породы. В составе нижнего мела выделяются все ярусы: валанжинский, готеривский, барремский, аптский и альбский. Однако, в силу литологического сходства осадочные образования чаще описываются совместно как нерасчлененные валанжин-готеривские, готерив-барремские, баррем-аптские и т. д. Непрерывность осадконакопления подчеркивается и переходным характером ископаемой фауны на границе стратиграфических подразделений. Постепенный переход характерен, как отмечалось выше, и для смены юрских (титонских) флишoidных отложений валанжинскими. Общая мощность нижнемеловых осадков 1500—2300 м. Более молодых образований геосинклинального типа на территории Крыма не обнаружено.

Отложения шельфа (платформенный тип)

В Крыму начиная с верхней части нижнего карбона и кончая неогеном существовали шельфовые условия накопления осадков. Представлены последние маломощными пачками терригенных и карбонатных пород, часть из которых присутствует в рифовых фациях (см. рис. 1Б). Наиболее широко

развиты они в пределах равнинной части Крыма. В горном Крыму эти породы обнажаются лишь на отдельных участках, причем из них палеозойские, а частью и мезозойские, слагают лишь изолированные глыбы и валуны, встречающиеся среди мезозойских геосинклинальных (чаще флишевых) образований.

Отложения заведомо каменноугольного возраста обнаружены в долине р. Бодрак, а также на право- и левобережье р. Салгир. Большая (до 25 м в поперечнике) глыба серых массивных интенсивно трещиноватых участками органических (с фораминиферами и водорослями) известняков в долине р. Бодрак (с. Трудолюбовка), по данным А. Д. Миклухо-Маклая, содержит фораминиферы нижнего — среднего карбона. Многочисленные мелкие глыбы, обнажающиеся вдоль р. Салгир, против сел Лозовое и Марьино, также сложены однообразными серыми известняками с фораминиферами верхней части нижнего и нижней части среднего отделов карбона. Такой же возраст обнаруживают слоистые известняки, встречающиеся в обломках конгломератов юры и мела.

Обнажения пермских пород присутствуют в несравненно большем количестве пунктов, нежели каменноугольных. Встречаются они в горном Крыму в виде гигантских по размерам глыб совместно с валунами лейасовых, триасовых, а также карбоновых известняков чаще среди флиша таврической серии (рр. Альма, Бодрак, Салгир и др.). Породы представлены серыми, светло- и темно-серыми известняками массивными, брекчиевидными, а иногда слоистыми, участками насыщенными богатой органикой (брахиоподами, мшанками, фораминиферами, водорослями и пр.).

Отложения пермской системы вскрыты некоторыми скважинами в пределах равнинной части Крыма (в районе с. Ново-Алексеевка и г. Геническа, на Рылеевской, Глебовской, Красноперекоской, Бакальской и др. площадях). Представлены они красно- и пестроцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками с редкими прослоями вулканогенных пород общей мощностью 600 м. По данным М. В. Муратова и др. (1968), эти образования сравниваются с молассой пермо-триаса Ясенского разреза Предкавказья.

Южнее, на западном побережье Крыма, у с. Николаевка, скважиной обнаружена значительной (более 1000 м) мощности толща серых песчаников (развитых преимущественно в нижней части разреза) и аргиллитов, прослоями известковис-

тых. Возраст этих образований по комплексу растительных остатков устанавливается как верхнепалеозойский. Возможно, верхняя их часть относится уже к триасу.

Палеонтологически охарактеризованные отложения платформенного типа мезозоя известны начиная со среднего отдела триасовой системы. В ее составе, по данным скважин Татьяновской площади, выделяются аргиллиты черные слюдистые, неравномерно алевро-песчанистые с линзами (1—10 см) серых глинистых мелко- и среднезернистых олигомиктовых песчаников. Вскрытая мощность здесь пород 75 м. Угол наклона слоев их по керну 6—7°. Предположительно среднетриасовые отложения вскрыты скважиной I на Электроразведочной площади (центральная часть Азовского моря), где они представлены чередованием слоев глинистых сланцев, алевролитов и песчаников мощностью около 160 м (Рогоза, Шиманский, 1977).

Верхний отдел триасовой системы шельфового типа известен у с. Ново-Федоровки, южнее г. Саки. Скважиной здесь вскрыты темно-серые известковистые аргиллиты с прослоями алевролитов и известняков, содержащих фауну карнийского яруса. Условно к триасу относит А. Е. Каменецкий глинистые сланцы, вскрытые в интервале 2035—2175 м (забой) скважиной 5-Р на Гончаровской площади. По данным И. О. Рогоза и А. А. Шиманского (1977), триасовые отложения широко развиты в пределах Азовского моря. Они представлены глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и песчаников, абсолютный возраст которых по калий-аргоновому методу 196—258 млн. лет. По заключению названных авторов, верхняя часть разреза (скв. I Электроразведочная), сложенная толщей темно-серых и черных глинистых сланцев с прослоями алевролитов, общей мощностью около 600 м, относится к верхнему отделу триаса. Аналогичный состав отложений наблюдается по скважинам разведочных площадей (Бейсугской, Каневской и др.) на побережье Западного Предкавказья. В составе верхнего триаса, надо полагать, имели широкое развитие и карбонатные породы, глыбы которых в аллохтонном залегании встречаются в горной части Крыма среди сланцев верхнего триаса — нижней юры (А. С. Моисеев, 1930).

Нижнеюрские отложения в пределах равнинного Крыма встречены лишь в одном пункте, у д. Ново-Алексеевка (Северное Присивашье). Они представлены серыми песчаниками с прослоями глин общей мощностью 10 м. В кровле их

обнаружена фауна, по заключению И. М. Ямниченко, характерная для тоарского яруса лейаса. Породы здесь залегают непосредственно на красноцветных конгломератах пермо-триасовой молассы.

Осадки платформенно типа нижней юры известны и в горном Крыму. Присутствуют они в виде аллохтонных глыб во флише таврической серии, а также слагают обломки в среднеюрской олистостроме, и представлены известняками и песчаниками (Моисеев, 1930). Известняки имеют светло-серую и темную иногда с розоватым оттенком окраску, часто битуминозны, насыщены многочисленными прожилками кальцита. В некоторых разностях обнаруживаются тонкие прослои черных углисто-глинистых сланцев, в других присутствуют зерна кварца. Обогащаясь последним, они могут переходить по простиранию в известняковые песчаники и аркозы.

Осадки среднего отдела юры установлены в скважине, пробуренной у с. Чапаево. Они представлены темно-серыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками, содержащими конкреции сидеритов. Песчаники серые, кварцево-полевошпатовые и полимиктовые с серицито-кремнистым и серицито-кремнисто-карбонатным цементом. Мощность пород достигает 140 м.

Верхнеюрские отложения известны в горном Крыму и в его равнинной части. В пределах горного Крыма, севернее гор Перчем, Эчкидаг и Кара-Даг, они представлены в нижней части конгломератами, сменяющимися выше песчаниками и известняками. Последние иногда слагают небольшие биогермы. Мощность их 100—600 м.

Северо-восточнее г. Старого Крыма, возле деревень Гончаровки, Тамбовки и Мошкарево, рядом скважин вскрыт следующий разрез верхней юры (снизу вверх):

— конгломераты красно-бурые и лиловые, разногалечные, с прослоями крупнозернистых буровато-серых песчаников; мощность 260 м;

— пестроокрашенные песчаники, переслаивающиеся с такого же цвета глинами и буроватыми известняками; мощность 350—370 м;

— известняки ограногенно-обломочные, содержащие прослои конгломерато-брекчий и темно-серых известковистых глин и мергелей; мощность около 600 м. Верхняя карбонатная пачка пород встречена скважинами у с. Кринички и по р. Сухой Индол.

В верхнеюрском периоде широко развиты молассовые отложения. Сложены они толщей конгломератов, названных байраклинскими, мощностью около 1 500 м. Обломочный материал в них представлен известняками палеозойского возраста, различными магматическими породами, метаморфическими сланцами хлорито-серицитового состава, кварцевыми песчаниками. Обломки имеют различные размеры и форму, а также степень окатанности. Встречаются здесь и очень крупных размеров валуны. Цемент в породе имеет кварцево-карбонатный состав. Цвет конгломератов красновато-лиловый в нижней части разреза, вверху приобретает пеструю преимущественно серых тонов окраску.

Фрагменты разреза молассовых толщ можно наблюдать в районе г. Балаклавы, северо-западнее хр. Чатырдаг, на южных склонах горы Южный Демерджи, в районе с. Междуречья и в некоторых других пунктах. Залегают они повсеместно в виде аллохтонных блоков среди пород геосинклинального мезозоя.

И ж н е м е л о в ы е отложения платформенного типа широко распространены в Крыму и достаточно подробно освещены в литературе (Лычагин, 1958; Каменецкий, 1963; Григорьева, 1976 и др.). Представлены они всеми ярусами: валанжинским, готеривским, барремским, аптским и альбским. Следует однако заметить, что их поярусное расчленение не всегда удается сделать. Из-за однообразия литологического состава и отсутствия достаточно четких палеонтологических данных в пограничных слоях в отдельных участках рассматриваются совместно валанжин-готеривские, готерив-барремские, баррем-аптские, апт-альбские отложения. Иногда же приводится характеристика нерасчлененных отложений всего неокома. Сложены они главным образом терригенными породами: глинами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами и реже известняками. В основании мела развиты преимущественно грубообломочные континентальные и субконтинентальные осадки. Возраст их, как установлено А.Т. Богайцем и др. (1974), постепенно омолаживается в направлении с юга на север.

В е р х н е м е л о в ы е отложения широко развиты в пределах равнинного Крыма, где вскрыты многочисленными скважинами. Встречаются они и в обнажениях вдоль предгорий Крыма. Небольшие по площади выходы их имеются на Тарханкутском и Керченском полуостровах. Данные отложения представлены толщами известняково-мергельного и пес-

чаного составов. По многочисленной фауне моллюсков (белемнитов, аммонитов, морских ежей) и фораминифер они подразделяются на сеноманский, туронский, коньякский, сантонский, кампанский, маастрихтский и датский ярусы. Наиболее детально эти отложения описаны Н. И. Маслаковой и А. М. Волошиной (1969).

Палеогеновая система представлена в Крыму с наибольшей полнотой и всеми тремя отделами: палеоценом, эоценом и олигоценом.

Выходы на поверхности пород палеоцена приурочены к северным склонам предгорий Крыма от Инкермана до г. Феодосии. Вскрыты они, кроме того, многочисленными скважинами в равнинном Крыму. Отложения отдела повсеместно неразрывно связаны с датскими и сложены внизу такими же мшанково-криноидными известняками, сменяющимися сверху глинистыми известняками, мергелями и глинами с прослоями песчаников, общей мощностью 40—400 м.

Эоценовые отложения обнажаются в тех же пунктах, что и палеоценовые. Обычно они расчленяются на бахчисарайский, симферопольский, бодракский и альминский ярусы. В составе нижнего из них развиты на западе зеленоватосерые известковистые в нижней части глауконитовые глины, на востоке — глауконитовые известняки. Остальные ярусы представлены в основном известняками и мергелями. Мощность эоцена 220—650 м.

Олигоцен-нижнемиоценовые образования, выделяемые под названием майкопской серии, широко распространены в пределах равнинного Крыма и Керченского полуострова. По фауне фораминифер М. М. Голубничая отложения этого возраста расчленила на нижний майкоп, включающий планоробеловый и остракодовый горизонты, средний в составе нижне- и верхнекерлеутского горизонтов и верхний, объединяющий батисифоновый и королевский горизонты. По своему типу осадки майкопской серии являются типичной сероцветной молассой, представленной чередующимися слоями глин, алевролитов и песков мощностью до 3000 м. Резко сокращенной мощности майкопская серия представлена в районе Симферополя, где выделяется лишь ее нижняя часть. Верхние члены разреза, вероятно, оказались размытыми перед отложениями среднего миоцена.

Среднемиоценовые образования распространены повсеместно в равнинном Крыму и на Керченском полуострове. Вдоль Предгорной гряды в непосредственных обнажениях они

выходят на поверхность. По литологическому составу породы среднего миоцена расчленяются на тарханский, чокракский, караганский и конкский горизонты. Слагают их переслаивающиеся глины, мергели и известняки с прослоями песков и песчаников общей мощностью 55—700 м.

В составе **верхнемиоценовых** отложений выделяются осадки сарматского и мэотического ярусов. Первый представлен глинами, известняками, песками и песчаниками. В верхней части встречаются тела мшанковых рифов. Залегают отложения, по данным А. Е. Каменецкого и Г. И. Малявко (1969), трансгрессивно на различных горизонтах древних пород и связаны постепенным переходом с конкским лишь в пределах Керченского полуострова. Мощность их колеблется в пределах 80—140 м, возрастая на Керченском полуострове до 600—900 м.

Мэотический ярус связан постепенным переходом с сарматским. Имеются, однако, участки, где в его основании развиты конгломераты с галькой сарматских пород, очевидно, свидетельствующие о размыве подстилающих отложений. Слагают мэотис известняки с тонкими слоями мергелей, глин и песков. Известняки кавернозные, иногда перекристаллизованные, часто ракушечные и оолитовые.

На севере Керченского полуострова в нижней части разреза выделяются мшанковые рифовые тела мощностью до 15—20 м. Выше мшанковых известняков залегают ракушечники с прослоями мергелей и глин, кверху переходящих в сплошные глины.

Общая мощность мэотических отложений составляет 20—60 м, увеличиваясь до 100—115 м на Керченском полуострове.

Плиоцен на территории Крыма делится на нижний, средний и верхний подотделы. Нижний включает понтический ярус, средний-киммерийский и куяльницкий, верхний — акчагыльский и апшеронский. Сложены они преимущественно глинами с прослоями мергелей и реже известняков. В составе киммерийского яруса широко развиты оолитовые бурые железняки. Мощность пород 60—250 м.

ТЕКТОНИКА

Структура Крыма отличается чрезвычайно сложным строением. Это касается не только его горной области, что признается всеми исследователями, но и относится к равнин-

ной территории. Благодаря проведенному в последние годы глубокому бурению в комплексе с геофизическими исследованиями в равнинном Крыму обнаружены многочисленные дизъюнктивные и пликативные дислокации. Разрывные нарушения в большинстве своем являются надвигами, прослеживаемыми в плане на сотни километров, формируя в целом структуру региона. Линейные антиклинальные складки приурочены к лобовым частям надвигов. В их морфологии наблюдается отчетливая асимметрия: крылья, прижатые к надвигам, всегда имеют более крутые углы наклона, нежели противоположные.

Особую сложность представляет выяснение соотношения древних (домеловых) и более молодых структур. В условиях крайне слабого освещения геологии глубоких горизонтов бурением, исследователи вынуждены прибегать к услугам геофизических методов. Однако, геологическая интерпретация глубинного строения на основе геофизических данных, как известно, еще недостаточно совершенна. Это, вероятно, является одной из причин существования на сегодняшний день многочисленных вариантов тектонических схем Крымского полуострова, порою принципиально различающихся своим содержанием. Для выяснения основных особенностей строения важно было установить характер и особенности размещения развитых в нем геологических формаций, что позволило выявить последовательность смены геологических событий в пространстве и времени и воссоздать условия их возникновения и развития. По справедливому замечанию Ю. А. Косыгина уже давно вещественный (формационный) признак стал основным при тектоническом районировании.

В историко-геологическом плане на этом сравнительно небольшом участке территории можно выделить фрагменты структур, созданных почти всеми существовавшими на Земле эпохами тектогенеза. Во-первых, это южное погружение Восточно-Европейской платформы, представленное интенсивно дислоцированными кристаллическими породами архея-древнего протерозоя, являющимися нижней частью фундамента Крыма. Во-вторых, аллохтонные системы рифейско-палеозойских геосинклинальных образований верхней части фундамента, перекрытые в свою очередь чехлом осадков палеозоя-кайнозоя с типичными платформенными складчатыми формами: широкими, пологими впадинами и разделяющими их седловинами и поднятиями. В-третьих, аллохтонные покровы сложно деформированных геосинклинальных пород мезозоя горно-

го Крыма и, наконец, в-четвертых, область палеоген-неогенового краевого прогиба, осложненного региональными надвигами и складчатостью (рис. 2).

Рассмотрим строение главных тектонических элементов складчатого основания и осадочного чехла Крыма.

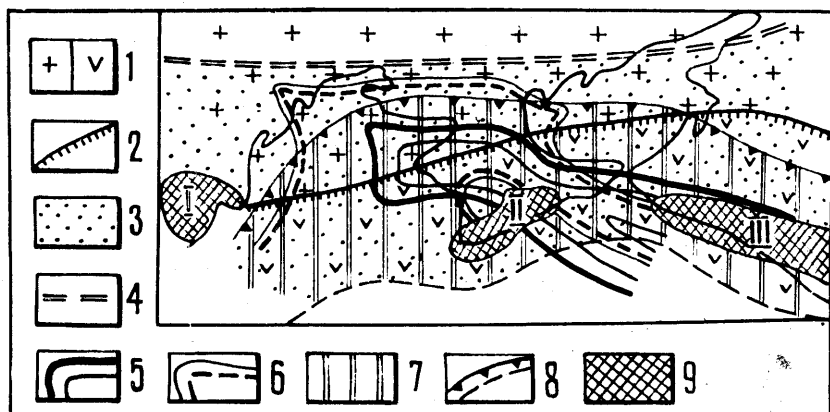


Рис. 2. Тектоническая схема Крыма и прилегающих областей. Г — фундамент, представленный: а) кристаллическими породами архей-нижнего протерозоя и б) геосинклинальными образованиями рифей-палеозоя; 2 — фронтальный надвиг рифей-палеозойских образований; 3 — область развития краевого прогиба пермо-триасового возраста; 4 — северная граница пермо-триасового прогиба; 5 — нижнемеловая впадина; 6 — верхнемеловая впадина; 7 — Майкопский крайовой прогиб; 8 — северная и южная (предполагаемая) границы Майкопского прогиба; 9 — аллохтонные структуры: I — Добруджи, II — Крыма, III — Большого Кавказа.

Складчатое основание

По данным бурения и геолого-геофизических исследований под осадочным чехлом Крымского полуострова устанавливаются сложно-складчатые интенсивно метаморфизованные образования — фундамент, представленный на севере кристаллическими породами архей-нижнего протерозоя, на юге — геосинклинальными комплексами верхнего протерозоя-палеозоя. Местоположение их границы и характер сочленения между собой остаются неясными. Условно линию смены названных комплексов в плане трассируют на основании различия магнитных свойств пород. Как заключают Б. Г. Гуревич и др. (1969), гнейсовые серии архей-древнепротерозойского возраста отличаются наибольшей магнитной восприимчивостью, в то время как рифейско-палеозойские образования

в большинстве случаев оказываются практически немагнитными. Немагнитными являются также и пермо-триасовые шельфовые осадки (Кузнецов и др., 1978), широко представленные почти на всей территории Крыма, что следует учитывать при интерпретации геофизических материалов. Эти образования присутствуют на севере (Геническая, Красноперовская, Серебрянская, Рылеевская и др. разведочные площади), где непосредственно перекрывают архей-древнепротерозойский фундамент, в центральной части (Бакальская, Глебовская и др. площади), на западе (Сакская и Ново-Федоровская скважины) и на востоке полуострова (скважина 1 Гончаровская), где в качестве фундамента предполагаются рифей-палеозойские геосинклинальные комплексы. Нам трудно сейчас установить степень их влияния на магнитное поле Крыма.

На карте магнитного поля площадь аномалий с резко преобладающими отрицательными значениями магнитной восприимчивости ограничивается на севере линией, прослеживающейся в субширотном направлении от Тарханкутского полуострова через Сиваш в пределы Азовского моря. Предполагается, что эта граница имеет тектонический характер, что подчеркивается «срезанием» ею изодинам как с положительными, так и отрицательными значениями намагниченности.

Используя хотя и немногочисленные данные бурения мы попытались построить схему структуры поверхности домеловых отложений (рис. 3). На ней линия раздела разновозрастного фундамента в плане почти полностью совпадает со смежной характера магнитного поля. Эта линия нами трактуется как выход на домеловую поверхность плоскости пологого надвигания рифей-палеозойского комплекса на кристаллические породы архей-древнего протерозоя. В надвиге совместно с рифейско-палеозойскими образованиями участвовали и перекрывающие их отложения чехла, что установлено по ряду пересечений сейсморазведочными и буровыми работами (в районе Бакальской, Задорненской и других разведочных площадей).

Архей-нижнепротерозойский фундамент, слагающий разрез земной коры Крыма на севере, за его пределами обнажается на Украинском кристаллическом щите (УКЩ). К югу поверхность щита полого погружается и на широте Армянск-Ново-Алексеевка достигает глубин 3—3,5 км. Предполагается, что южнее она еще понижается, опускаясь до глубины 10—

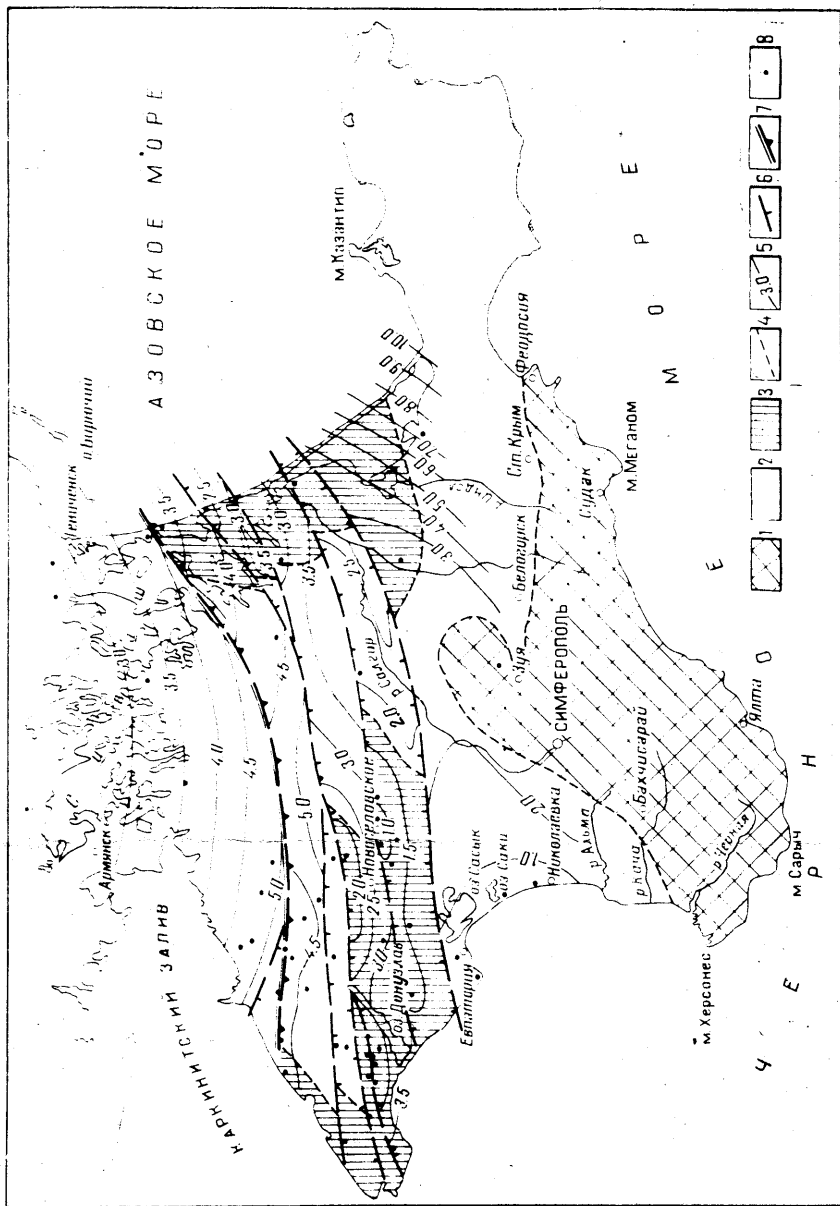


Рис. 3. Схема структуры домеловых отложений.

1 — аллохтон горного Крыма, 2 — область распространения молассовых отложений пермо-триасового возраста, 3 — выходы рифей-палеозойского геосинклинального комплекса, 4 — границы формационных комплексов, 5 — изолинии (в км) глубины залегания поверхности домеловых отложений, 6 — линии надвигов, 7 — фронтальный надвиг рифей-палеозойских геосинклинальных образований, 8 — скважины, вскрывшие домеловые породы.

15 км в области горного Крыма и 20—23 км под континентальным склоном Черного моря.

В этой связи очень интересные предположения высказывают П. Гизе и К. Морелли (1977). Как известно, сейсмический разрез земной коры Крыма отличается неоднородностью состава по физическим свойствам. Здесь в основании его горной части, на глубине 23—40 км, выделяется низкоскоростной слой (6,0 км/сек), выше и ниже которого скорости продольных волн имеют более высокие значения (7—8 км/сек). Вышеназванные авторы предположили, что слой с низкими скоростями должен быть представлен сиалическим материалом и иметь связь с сиалической корой соседствующего континента. С учетом этого мы попытались дать геологическую интерпретацию геофизического разреза земной коры Крыма (рис. 4). Образования, характеризующиеся скоростями волн 6—6,5 км/сек, отождествлены с кристаллическими породами архея-раннего протерозоя. Согласно сейсмическим данным, они должны прослеживаться под всем Крымским полуостровом: кровля их располагается на севере (в Присивашье) на глубине около 3 км, на юге (в области континентального склона Черного моря) — около 23 км. Подошва слоя сиалических пород находится на глубинах 32 и 40 км соответственно. Ниже выделяется базальтовый слой со скоростью волн 7—8 км/сек. На глубине 40—50 км выделяется граница, связываемая с поверхностью Мохоровичича.

Непосредственно на кристаллических породах архея-древнего протерозоя, согласно геофизическим характеристикам (скорости продольных волн здесь колеблются в пределах 6,5—7 км/сек), должны залегать более плотные образования, отвечающие, вероятно, по составу базальтоидным разностям. Полагаем, что данный интервал разреза земной коры Крыма может быть заполнен верхней частью фундамента, сложенной геосинклинальными комплексами рифей-палеозойского возраста. Следуя мобилистской концепции, среди них должны быть широко представлены породы симатического ряда (гипербазиты, диабазы, базальты), сорванные с океанической коры и надвинутые на край кратона в моменты сжатия.

Расшифровывая далее геофизический разрез Крыма, мы склонны рассматривать и мезозойские геосинклинальные образования как аллохтонные (не имеющие корней). Под ними вплоть до кровли рифей-палеозойской части фундамента, согласно распространению скоростей сейсмических волн, должны располагаться осадочные толщи платформенного режима

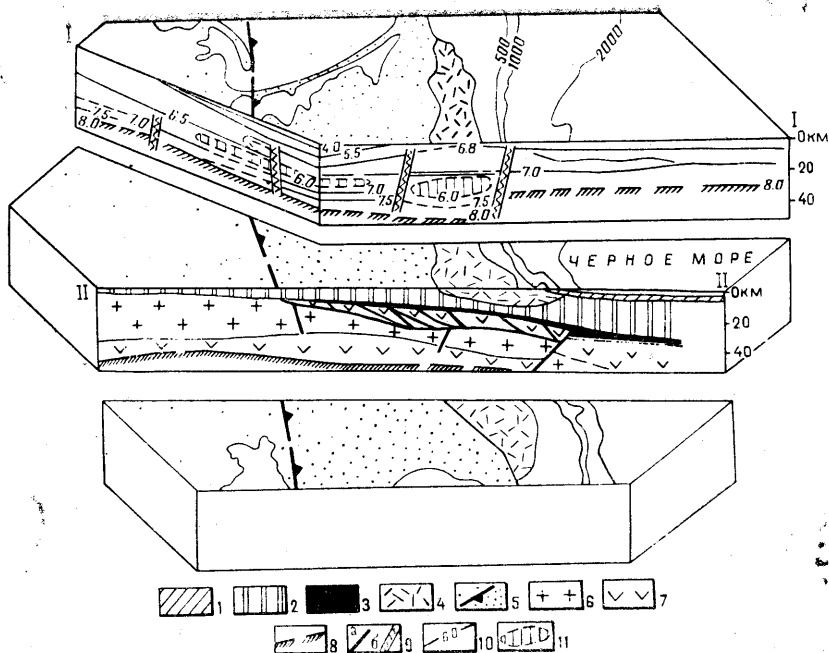


Рис. 4. Блоковая модель земной коры Крыма (по П. Гизе, К. Морелли, 1977 г., с геологической интерпретацией автора).

I—I — сейсмический разрез, II—II — геологический разрез.

1 — осадки плиоцен-четвертичного возраста, 2 — мезозойские платформенные отложения, 3 — рифей-палеозойские платформенные отложения, 4 — геосинклинали образования аллохтона горного Крыма, 5 — проекция на поверхности фронтального надвига рифей-палеозойского геосинклинали комплекса, 6 — сиалический слой, 7 — базальтовый (симатический) слой, 8 — кровля мантийного слоя по данным геофизических исследований, 9 — разломы (а), по геофизическим данным (б), 10 — скорости распространения сейсмических волн, 11 — низкоскоростной слой.

накопления, охватывающие возраст от верхнего палеозоя до кайнозоя.

Строение «древнего» архей-нижнепротерозойского фундамента под Крымом чрезвычайно сложное. В этом нас убеждает пример УКЩ, где слагающие его образования буквально насыщены до предела различными по рангу дизъюнктивными и пликативными дислокациями. Но если признавать, что фундамент Крыма это прослеживающиеся под осадочным чехлом кристаллические толщи УКЩ, то тогда нужно полагать, что и его главные, определяющие направление, структу-

ры должны иметь, как и на УКШ, субмеридиональные простирания. То есть основные тектонические нарушения, в том числе крупные надвиговые и покровные структуры, а также зоны линейной складчатости, должны быть ориентированы в направлении с юга на север.

Рифейско-палеозойские образования залегают тектонически на «древнем» фундаменте. Они надвинуты на него в виде гигантских шарьяжных пластин, сложенных, о чем можно судить по данным единичных скважин, интенсивно дислоцированными и измененными процессами метаморфизма геосинклинальными породами осадочного и эффузивного состава с телами интрузивов. О структуре этих образований известно пока очень немного, к тому же представления на их строение базируется в основном на интерпретации геофизических данных. Так, например, Л. Г. Плахотный (1969) связывает полосу распространения интенсивных аномалий остаточного гравитационного поля в районе Нижнегорска и Зуи с северо-восточным простиранием развитых здесь, под осадками мела, байкальских структур. Правда, как отмечает А. Т. Богаец (1976), к западу и востоку от этой полосы гравитационные аномалии меняют простирания на субширотные.

Широтного направления аномалии развиты и в других районах Крымского полуострова. По данным Б. Л. Гуревича и др. (1969), они отождествляются со структурами рифей-палеозойского фундамента. Примером может служить Новоселовская зона приподнятого залегания, ограниченная с севера и юга линейными максимумами магнитного поля. Кроме того, этими авторами выделяется еще ряд линейных магнитных аномалий аналогичного широтного простирания, связанных с разрывными дислокациями. Одна из них приурочена непосредственно к зоне фронтального надвига рифей-палеозойских пород. Она прослеживается в плане в западной части Азовского моря, переходя далее на перешеек Арабатской стрелки в районе с. Стрелкового. Кроме того, ее фрагменты просматриваются вдоль северного берега Тарханкутского полуострова. В целом, как нам представляется, гравитационный и магнитный поля Крыма отражают гораздо более сложную картину строения рифей-палеозойского складчатого основания, чем это представлено Б. Л. Гуревичем и др. (1969). Здесь, очевидно, должны иметь место различные как по форме и размерам, так и составу структурные элементы, возникшие в результате шарьирования геосинклинальных масс этого возраста на архей-нижнепротерозойскую платформу. При

этом их главное пространственное положение должно было контролироваться направлением сил бокового давления. А последнее, как это явствует из общей геологической позиции, ориентировано с юга на север. Следовательно, основные структуры рифейско-палеозойских образований должны иметь преобладающее субширотное простирание.

По данным бурения ряда глубоких скважин в пределах равнинной части Крыма удается обнаружить по крайней мере два сравнительно обширных участка с приподнятым залеганием эродированной поверхности рифей-палеозойского геосинклинального комплекса (см. рис. 3). Один из них расположен на западе полуострова, занимая район вокруг с. Новоселовского, другой — на востоке, вытянутый вдоль Арабатской стрелки. Оба участка осложнены несколькими надвиговыми нарушениями, простирающимися в субширотном направлении. Максимально приподнята поверхность рифей-палеозойских образований (абсолютная отметка — 844 м) чуть восточнее с. Новоселовского. От этого пункта к северу и югу происходит ступенчатое (по разрывам) погружение ее до глубин свыше 4,5—5 км. В плане рассматриваемый участок имеет широтно вытянутую форму, длиной около 100 км и шириной 30—35 км. В направлении к востоку от него поверхность рифей-палеозоя полого (под углами до 2°) погружается, а затем вновь воздымается, переходя на склон поднятия в районе с. Стрелкового. Здесь наиболее приподнятая его часть достигает глубины около 2,5 км. Данный участок длинным измерением (около 70 км) ориентирован в субмеридиональном направлении. Южное крыло его отличается значительной крутизной (не менее 10—15°).

Складчатый рифей-палеозойский комплекс оказался в приподнятом положении, вероятно, к началу мела, а точнее в готериве, ибо отложения последнего налегают непосредственно на него и представлены красноцветными обломочными образованиями малой мощности, указывающими на существование субконтинентальных условий осадконакопления. Места понижений домеловой поверхности при этом оказываются заполненными молассовыми сериями пермтриаса (см. рис. 3).

Основные структуры осадочного чехла

В Крыму осадки шельфового режима накопления достоверно известны начиная с каменноугольного периода. Но это не означает, что здесь не могли существовать условия для

формирования отложений подобного типа и в более раннее, чем карбон, время. Платформенные отложения широко развиты в девоне, силуре, ордовике и даже рифее на Мизийской плите (Гарецкий, 1970), располагающейся к западу от рассматриваемой территории. Можно предполагать, что в Крыму таковые оказались либо полностью размытыми и потому не обнаружены, либо погружены на значительную глубину, располагаясь под аллохтонными образованиями рифей-палеозойского геосинклинального комплекса.

Между тем и имеющиеся данные о палеозойских отложениях настолько малочисленны, что воспроизвести их внутреннее строение затруднительно. Единственное, что удается по этим фрагментарным данным обнаружить, так это существование на всей территории Крыма депрессии в пермском периоде (возможно даже и в верхнем карбоне), сохранившейся, очевидно, и в триасе. В это время здесь формировались молассовые отложения: красно- и пестроцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями известняков и реже вулканогенных пород, свидетельствующие о краевом понижении платформы перед фронтом надвигавшихся с юга, из геосинклинальной зоны, аллохтонных масс. Простирание депрессии (вернее, краевого прогиба) следовало параллельно геосинклинали, т. е. было ориентировано в широтном направлении.

О размерах погребенной структуры можно судить пока предположительно. По данным ряда пробуренных глубоких скважин (Краснопереконской, Генической и др. площадей), северная граница распространения молассовой формации не должна опускаться южнее широты д. Ново-Алексеевка. В направлении к западу и востоку краевой пермо-триасовый прогиб, вероятно, охватывал большую, чем Крымский полуостров, территорию. Так в пределах Преддобруджинского прогиба, находящегося в 200 км западнее Крыма, аналогичные фации осадков широко развиты в перми и триасе. Точно такого же типа отложения триасовой системы вскрываются и к востоку скважинами в Азовском море (Электроразведочная площадь) и в Предкавказье (на Каневско-Березанском валу), отстоящем на 300 км от Крыма. В настоящем площадь распространения пермо-триасовой молассы в Крыму ограничена на западе Новоселовским, на востоке Стрелковским участками приподнятого залегания рифей-палеозойского основания (см. рис. 3). Такое обособление прогиба, как нам представляется, произошло гораздо позднее и было вызвано перестрой-

кой структурного плана в последующие эпохи тектогенеза. Молассовые отложения, оказавшиеся в силу этого в гипсометрически более высоком положении, были размыты.

Северное крыло структуры располагается непосредственно на кристаллических образованиях архея-древнего протерозоя и перекрыто в свою очередь щельфовыми глинисто-песчаными слоями нижнеюрского возраста (скважина I Ново-Алексеевской площади). В основании южного крыла прогиба и центральной его части могут находиться палеозойские породы более древнего, чем пермь, возраста в геосинклинальных, либо платформенных фациях.

Отложения пермо-триасовой молассы довольно интенсивно деформированы. Об этом свидетельствуют данные по скважинам, вскрывающие слои с углами падения от 5 до 80°. Такие резкие изменения залеганий пород характерны, как устанавливается, не только для различных участков территории прогиба. Колеблются углы падения и поинтервально в скважинах, что указывает, вероятно, на существование многочисленных дизъюнктивных дислокаций в структуре прогиба, в том числе и надвигов, обусловивших сложноскладчатую их структуру.

Среди мезозойских структур в пределах равнинной части Крыма выделяются обширная пологая впадина мелового периода, а в горной части — аллохтон горного Крыма (описание последнего будет приведено ниже отдельной главой). Первая является типичной платформенной депрессией, расположенной целиком на склоне палеозойского кратона. В нижнем мелу впадина занимала площадь почти всей территории равнинного Крыма, за исключением юго-западной его части, а также акваторию Черного моря к западу от Тарханкутского полуострова (до меридиана Голицинской антиклинали). На севере она ограничивалась, примерно, береговой линией моря и Сивашами, на востоке — Арабатской стрелкой, а к югу посредством перешейка соединялась с такого же возраста впадиной южного склона Большого Кавказа (Чекунов и др. 1976, с. 99).

В верхнемеловое время границы впадины значительно расширились к северу вплоть до параллели Днепровский лиман-Аскания Нова и к западу — в район г. Одессы. Однако более длинным и узким стал перешеек, соединяющий наиболее прогнутые Крымскую и Кавказскую ванны (Чекунов и др. 1976, с. 104).

Впадина на территории Крыма простирается в широтном направлении, имея длину около 300 км и ширину 100 км для нижнемелового периода и 400 и 150 км соответственно для верхнемелового. Наиболее глубокая ее часть приурочена к северо-западному краю Тарханкутского полуострова. Северное крыло впадины более пологое, нежели южное.

Степень дислоцированности пород структуры несравненно ниже, чем в описанной ранее палеозойской депрессии, но мало чем отличается от дислокаций перекрывающих ее отложений кайнозоя (до плиоцена). К тому же впадина как седиментационная структура продолжала существовать в палеоцене и эоцене, лишь ось ее испытывала тенденцию к смещению в южном направлении (Чекунов и др., 1976, с. 110). Очевидно, все эти образования совместно оказались подвергнутыми деформациям в самые последние стадии тектогенеза. В целом же впадина как структурная единица существенно не повлияла на формирование современного структурного плана Крымского полуострова, ибо локальные структуры, выделенные внутри впадины, прослеживаются и за ее пределы как к западу, так и к востоку, не изменяя своего простиранья.

Структурно-формационный анализ показал, что основной, охватывающей весь Крым, структурой является Майкопский (по имени майкопской серии, его выполняющей) краевой прогиб, формировавшийся в олигоцен-нижнемиоценовое время вдоль сочленения платформенной и геосинклинальной областей. Существующее к настоящему времени расчленение его на отдельные прогнутые и поднятые участки обязано, по нашему мнению, действию последующих этапов тектогенеза. Судя по характеру распределения мощности осадков майкопской серии (Чекунов и др., 1976, с. 116), краевой прогиб в целом наследует мел-палеогеновую впадину, лишь расширяясь по площади в направлении на юг, куда и отодвигается южное крыло описываемой структуры.

В пределах известной части прогиба можно выделить две основные ванны: одна западная приурочена к Каркинитскому заливу, вторая восточная — к Керченскому и Таманскому полуостровам. Намечается правда и еще одна неглубокая впадина, Альминская, располагающаяся на западе Крымского полуострова, в районе г. Саки. Простиранье впадин и всего прогиба в целом субширотное.

Положение северной границы прогиба сейчас восстановить трудно. Пологое северное крыло его, располагавшееся, вероятно, на территории материка, в последующие за майко-

том периоды времени оказалось размытым. Поэтому в качестве границы нами условно принята линия, прослеживающаяся вдоль параллели Тендровский залив — г. Геническ, отделяющая к югу наиболее резко погруженную его часть.

Надвиговые и складчатые дислокации осадочного чехла

Более детально исследована структура мезозойско-кайнозойских отложений осадочного чехла Крыма. Анализ данных бурения и геолого-геофизических исследований, проведенных объединениями Крымморгеология и Южморгео, позволил обнаружить в них многочисленные дизъюнктивные и пликативные дислокации. Первые, как устанавливается, по форме являются надвигами со сравнительно крутыми ($30-60^\circ$) наклонами плоскостей смещения вблизи дневной поверхности и пологими ($5-15^\circ$) на глубине 3—5 км.

Надвигами осадочный чехол Крыма оказался нарезанным на ряд тектонических блоков, надвинутых последовательно друг на друга в направлении с юга на север. Форма таких блоков имеет вид пластин, ограниченных снизу поверхностями надвигов и перекрытых частично или полностью сверху следующими к югу тектоническими пластинами. В плане, таким образом, пластина прослеживается узкой полосой в субширотном направлении на десятки и сотни километров.

Внутреннее строение каждой такой структуры обнаруживает определенную закономерность, выражающуюся в возрастании степени дислоцированности пород от ее тыловой части к фронту. Вдоль угоненной фронтальной зоны пластины слои повсеместно смяты в линейные сравнительно высокоамплитудные антиклинальные складки, в то время как в тыловой части развиты обычно пологие куполовидной формы малоамплитудные антиклинали. Следовательно, тектонические пластины выступают как основные структурные элементы Крыма, определяющие размещение и стиль пликативных дислокаций.

На представленной структурной карте, построенной по данным бурения и сейсморазведки МОВ и ОГТ (рис. 5), выделены главные надвиговые и складчатые дислокации. Следует заметить, что в разных участках ее структурные поверхности отражают различные стратиграфические уровни. Это вызвано выбором в разрезе осадочной толщи, во-первых, наиболее четких сейсмических границ и, во-вторых, наиболее перспективных нефтегазоносных горизонтов, меняющихся от

площади к площади. Так для территории Тарханкутского полуострова и центральной части Крыма в связи с тем, что основные перспективы нефтегазаносности связываются с нижнемеловыми отложениями, показан структурный план поверхности горизонта А-21 альбского яруса, к тому же выделяемый почти повсеместно на всех сейсмических профилях. Правда при этом из поля зрения выпали некоторые детали дислокаций вышележащих отложений. Например, не нашли отражение надвиги и надвиговые антиклинали в районе Оленевской, Карлавской, Задорненской и некоторых других структур, оканчивающихся в верхнемеловых и палеогеновых образованиях.

В шельфовой зоне Черного моря, к западу от Тарханкутского полуострова, структура представлена по опорным сейсмическим горизонтам, связанным со слоями верхних частей мела.

На Керченском полуострове структурный план отражает дислокации слоев подошвы майкопской серни олигоцен-миоцена, а в южной части Азовского моря — кровли среднемайкопских пород.

В центральной части Азовского моря, в пределах Главного Азовского вала, наиболее отчетливая граница сейсмического горизонта приурочена к кровле триаса, по которой и выполнены построения структурной поверхности.

Одной из наиболее крупных тектонических пластин на севере является Г о л и ц и н с к а я, прослеживающаяся в субширотном направлении на более чем 200 км от Юбилейной и Одесской складок на западе до Березовской — на востоке (см. рис. 5), где оказывается полностью перекрытой надвинутой с юга Задорненской пластиной. Ее выход в плане на западе, в области шельфа Черного моря, имеет максимальную ширину — около 35 км, на востоке, ближе к побережью Крыма и на самой суше, пластинка сужается до 3—7 км частью, возможно, за счет выполаживания поверхности надвига, а частью вследствие значительного перекрытия ее с юга Задорненской пластиной.

Одноименного названия надвиг, ограничивающий Голицинскую пластину, выделен в верхнемеловых и палеогеновых отложениях и протрассирован по простиранию комплексом геофизических (магнито-, гравито- и сейсморазведочных) исследований, а также подтвержден бурением на Голицинской антиклинали. Вдоль его фронта выявлен ряд линейных антиклинальных складок: Юбилейная, Одесская, Голицин-

кая, Шмидта, Западно-Черноморская, Межводненская, Владимирская, Бакальская, Каштановская и несколько безымянных восточнее последних.

Голицинская антиклиналь выделяется среди других структур довольно внушительными размерами. По изогипсе — 2700 м (кровля мела) она простирается широтно почти на 60 км. Свод ее осложнен двумя узкими (шириной до 3 км) брахиантиклиналями, оконтуриваемыми изолиниями — 2200 м. Длина западной из них 8 км, восточной 12 км, высота их около 100 м. На южном пологом погружающемся под углами 4—5° крыле Голицинской антиклинали, кроме того, имеется ряд структурных осложнений в виде брахискладок такого же широтного простирания. Одна из них размером 3×7 км располагается ближе к восточной периклинали структуры. Ее замкнутый контур в отложениях верхнего мела ограничивается отметкой 2400 м. Западное окончание Голицинской антиклинали образует узкий (2—3 км) и длинный (до 17 км) структурный нос, наклоненный к западу под углом не более 5°. Породы на северном крыле антиклинали залегают довольно круто, их угол наклона достигает 30—45°, в то время как на южном не более 5°. Таким образом, в поперечном сечении Голицинская структура имеет четкое асимметричное строение.

В сводовой части поднятия пробурен ряд скважин, две из которых вскрыли поверхность надвига. Скважина 4 на глубине 3270 м после известняков туронского яруса вошла в песчаные линзовидно-слоистые мергели сеномана, ниже которых (до глубины 3566 м) вновь вскрыла туронские отложения. Надвиг наклонен, по данным сейсморазведочных исследований, к югу. Ориентировочно величина горизонтально-го смещения по нему не менее 1000 м.

Другие структуры Голицинской тектонической пластины в пределах шельфа Черного моря — Юбилейная, Одесская, Шмидта, Западно-Черноморская — имеют сравнительно небольшие размеры: длина их колеблется от 7 до 10 км, ширина 2—3 км. Все складки отличает линейная вытянутость в широтном направлении, асимметрия поперечного строения, выражающаяся в крутом залегании слоев на северных и пологом на южных крыльях, а также небольшая (не более 100 м) высота, лишь у Одесской превышающая 200 м.

Антиклинальные складки: Межводненская, Владимирская, Бакальская, Каштановская и др., расположенные на суше, в пределах Тарханкутского полуострова, выделены по

данным сейсморазведочных работ в отложениях нижнего мела. В большинстве они имеют линейно вытянутую в широтном направлении форму длиной от 6 до 10 км, шириной не более 3 км и высотой 100—200 м. Гипсометрически их вершинные поверхности находятся на абсолютных отметках от —3600 до —4400 м. Наиболее крупная из них — Бакальская — имеет длину 10 и ширину 2,5 км по замкнутой изогипсе — 4400 м. Амплитуда поднятия ее чуть больше 100 м. Северное крыло складки короткое и крутое, южное сравнительно пологое.

Задорненская тектоническая пластина надвинута на Голицинскую и в свою очередь перекрыта с юга последовательно надвинутыми Карлаво-Красноярской на западе и Стрелковской на востоке пластинами (см. рис. 5). Таким образом, выход ее в плане прослеживается полосой (ширина 5—20 км) в субширотном направлении почти на 450 км. По данным сейсморазведочных работ МОГТ, она ограничена надвигом, поверхность которого погружается к югу под углами 50—60°, выполаживаясь на глубине 4—5 км до 10—15°. Величина перемещения по нему пород не менее 1,5 км. Мезозойские и палеоген-неогеновые отложения вдоль фронта пластины смяты в линейные антиклинальные складки асимметричного профиля: северные их крылья всегда круче южных.

В наиболее изученной бурением западной части пластины, на Тарханкутском полуострове, среди складок известны Джарылгачская, Западно-Задорненская, Задорненская, Южно-Березовская, Березовская и др. Размеры их колеблются в пределах 1,5—3×5—9 км, высота 100—200 м. Все складки группируются в единый вал, осевая линия которого погружается полого к западу.

В рассматриваемой части Задорненская тектоническая пластина осложнена надвигом встречного, т. е. северного падения. Угол наклона его плоскости составляет 50—60°. Выход надвига на альбскую поверхность трассируется примерно в 5—10 км южнее и параллельно Задорненскому (основному) надвигу не менее чем на 40 км. В районе Красноярской антиклинали он скрывается под надвигом Карлаво-Красноярской пластины.

Вдоль фронтальной зоны Задорненского встречного надвига неоген-палеогеновые отложения испытывают смятие с образованием новых антиклинорных форм. Так Задорненская широтного простирания брахиантиклиналь, имеющая в породах палеогена размеры 8×2,5 км и высоту 150 м, пере-

страивает свою морфологию в более глубоких нижнемеловых горизонтах. Если в отложениях неоген-палеогена форма складки зависит от надвига с северным падением поверхности сместителя и имеет более крутое ($15-17^\circ$) южное и пологое (до 8°) северное крылья (рис. 6), то по горизонту А-21

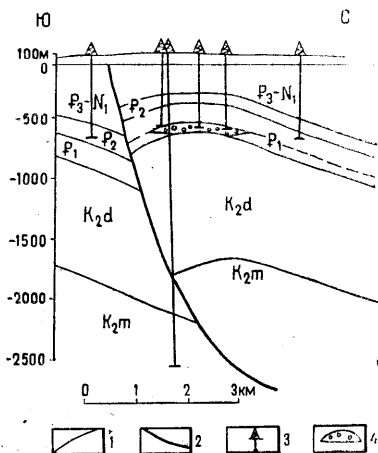


Рис. 6. Задорненская антиклиналь.
1 — стратиграфические границы, 2 — линия Задорненского надвига, 3 — скважины, 4 — залежь газа.

альбского яруса складка оказывается прижатой к Задорненскому (основному) надвигу, и ее северное крыло становится крутым (до 15°), а южное вообще пропадает (рис. 7, III—III).

В восточной части Задорненской тектонической пластины, прослеживающейся в пределах акватории Азовского моря, вдоль ее фронтальной зоны сейсморазведкой МОГТ выделены Счастливецская, Южно-Бирючья, южная брахиантиклиналь поднятия Обручева, Безымянная—2 и некоторые другие линейные структуры. Все они приурочены к единому валу, известному в литературе под названием Азовского, ундуляция оси которого и послужила причиной разделения локальных складок.

Азовский вал рассматривается как западное продолжение Каневско-Березанских дислокаций Западного Предкавказья (Герасимов и др., 1978). По мнению большинства исследователей, с севера он ограничивается широтным нарушением, характеризующимся как глубинный разлом, уходящий корнями

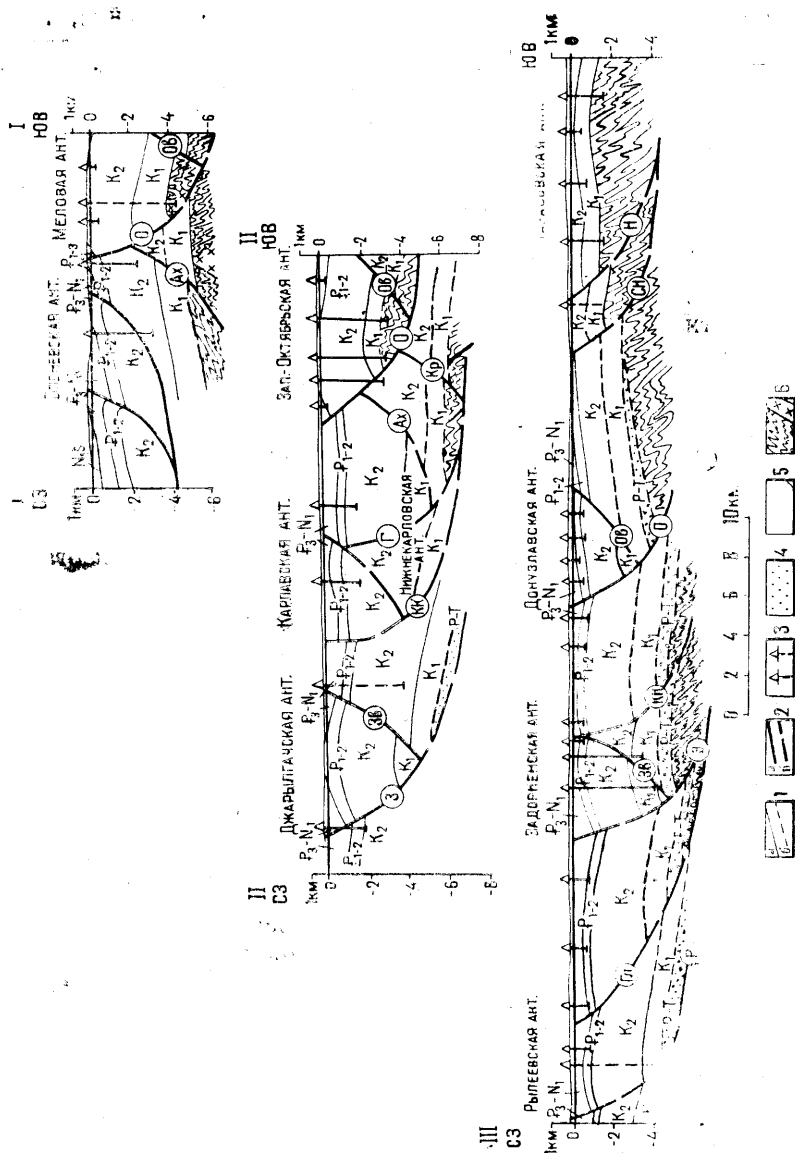


Рис. 7. Геологические разрезы Тарханкутского полуострова по линиям I—I, II—II, III—III.
 1—стратиграфические границы (а), предполагаемые (б); 2—надвиги, выявленные бурением (а) и комплексом геофизических исследований (б) (названия надвигов см. рис. 5).

в мантию (Маловицкий, Непрочнов, 1966; Гаркаленко, 1970 и др.). Одновременно последний служит границей раздела кристаллического архей-нижнепротерозойского на севере и рифей-палеозойского на юге фундамента Крыма. Его вертикальная амплитуда, по данным этих геологов, составляет не менее 1000 м.

Действительно по этому разрывному нарушению происходит сочленение разновозрастных частей фундамента региона. Однако, характер и форма разрыва понимается нами по иному. Как уже говорилось, мы считаем его надвигом, поверхность образования которого наклонена на юг. По этой поверхности образования рифей-палеозойского геосинклинального комплекса полого надвинуты с юга на кристаллические породы архей-нижнего протерозоя. Величина горизонтального перемещения в этом случае будет значительной, измеряемой несколькими километрами.

Наиболее значительной по размеру структурой Азовского вала является южная брахиантиклиналь поднятия Обручева. По поверхности отложений триаса она вытянута в северо-восточном направлении на 25 км (замкнутая изогипса — 600 м), имея ширину 5—7 км и высоту чуть более 100 м. Особенно приподнята ее юго-западная часть, оконтуриваемая изолинией — 500 м. В поперечном сечении рассматриваемая структура имеет отчетливое асимметричное строение: северное крыло ее крутое, южное пологое.

Аналогично построены и другие антиклинали Азовского вала. Южно-Бирючья брахиформная структура оконтуривается по поверхности триасовых отложений изогипсой — 800 м. Ее длина 20 км, ширина около 2,5 км. Счастливецская антиклиналь выделена в осадках неогена. Она простирается в субширотном направлении на 20 км, имея максимальную ширину 6 км. Высота ее около 50 м. Западной периклиналью структура выходит на территорию Арабатской стрелки.

Поднятие Безымянное-2 в восточной части вала имеет форму брахиантиклинали широтного простириания. Выделена она сейсморазведкой в отложениях верхнего мела. Ее размеры 12×5 км, высота 75 м. Северное прижатое к Задорненскому надвигу крыло структуры более крутое, нежели южное.

В тыловой зоне рассматриваемой пластины встречаются куполовидной формы структуры. Так в районе г. Джанкоя по подошве палеоцена закартировано крупное поднятие, названное Джанкойским, имеющее форму купола размером 18×10 км и высотой 130 м. Антиклиналь длинным измерени-

ем вытянута в широтном направлении. Падение пород на северном и южном крыльях ее примерно одинаковое и составляет 3—5°. Западная периклиналь по отношению к восточной отличается несколько более крутым погружением слоев.

Карла в с к о - К р а с н о я р с к а я тектоническая пластина выделяется непосредственно к югу от Задорненской. В плане она прослеживается полосой широтного простирання от поднятия Гамбурцева на западе (акватория Черного моря) до Сарыбашевской структуры на востоке на расстоянии около 175 км. Ограничивающий ее снизу надвиг выявлен на отдельных участках сейсморазведкой МОГТ и МОВ в отложениях мела. В пределах Черного моря он был выделен под названием Михайловского глубинного разлома (Пустильников и др., 1977). Предполагаемый угол наклона поверхности надвига на юг около 60° в верхней и 15—20° в нижней (примерно на глубине 4—5 км) частях разреза осадочной толщи. Амплитуда горизонтального смещения около 2 км. Ширина полосы выхода пластины колеблется от 5 до 15 км. Наиболее сужена она на крайнем западе и востоке, что обусловлено значительным перекрытием ее с юга породами Октябрьской тектонической пластины. В районе с. Березовка и восточнее периклинали поднятия Гамбурцева Карла в с к о - К р а с н о я р с к а я пластина оказывается полностью перекрытой ею.

Во фронтальной зоне пластины бурением и сейсморазведкой выявлены Нижнекарлавская, Успешненская, Кировская, Красноярская и др. брахиантиклинали. По горизонтам мела они вытянуты в широтном направлении на 5—7 км, при ширине 2—2,5 км и высоте от 50 до 150 м. Северные крылья складок всегда несколько круче южных.

Карла в с к о - К р а с н о я р с к а я пластина в центральной части осложнена целым рядом дополнительных разрывных нарушений. Последние по своей форме также являются надвигами. Наиболее значительным из них является Архангельский, прослеживающийся в широтном направлении на 110 км от Архангельской структуры, расположенной в акватории Черного моря, до Глебовской антиклинали в пределах Тарханкутского полуострова. Надвиг, падающий на юг, выявлен сейсморазведкой МОГТ в верхнемеловых на западе и нижнемеловых на востоке породах.

Вдоль фронтальной зоны Архангельского надвига осадочные толщи мела и палеогена смяты в линейные антиклинали. Наиболее крупная из них — Архангельская — расположена в Черном море. По форме это типичная брахианткли-

наль широтного простирания длиной 10 и шириной 4 км. По кровле верхнемеловых отложений она оконтуривается изогипсиями — 3200 и —3300 м, так что высота составляет не менее 100 м. Южное прижатое к надвигу крыло короткое и более крутое в сравнении с северным, породы которого падают под углом не более 15° .

Краснополянский надвиг такого же северного падения выявлен бурением на Родниковской площади (рис. 8) и прослежен сейсморазведкой в

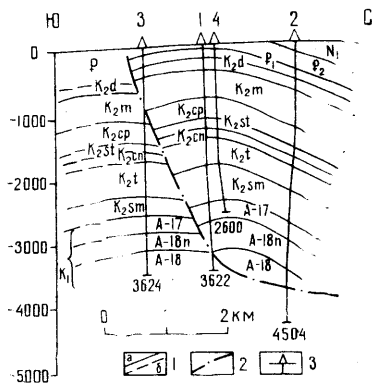


Рис. 8. Родниковская антиклиналь.

1 — стратиграфические границы достоверные — а, предполагаемые — б; 2 — линия Краснополянского надвига; 3 — скважины.

верхним горизонтам (палеоген, миоцен) складка более приподнята — ее амплитуда увеличивается до 300 м. Краснополянская антиклиналь по изогипсе — 1150 м (палеоцен) вытянута в широтном направлении на 5 км при ширине 1,5 км и высоте 150 м.

Надвиговые дислокации с северным падением сместителей, обнаруженные бурением на западе Тарханкутского полуострова, известны и в прифронтальной зоне Карлавакско-Красноярской тектонической пластины. Они затронули отложения верхней части осадочного чехла (неоген, палеоген и верхний мел) и потому не отражены на структурной карте, построенной в этой части территории для альбского яруса нижнего мела. Северные крылья таких надвигов смяты в линейные антиклинальные складки, прослеживающиеся в ши-

ротном направлении. Одна из них — Оленевская — в отложениях миоцена имеет форму брахиантиклинали длиной 7 и шириной 2 км. Высота ее около 200 м. Породы на южном крыле структуры залегают под углами до 26° , на северном — $3-7^\circ$ (см. рис. 7, I—I).

Карлавская антиклиналь расположена во фронтальной зоне того же надвига непосредственно восточнее Оленевской. По изогипсе — 1150 м (палеоцен) она вытянута в субширотном направлении на 12 км, имея ширину около 2 км и высоту 120 м. В поперечном сечении складка асимметричная с пологим ($10-12^\circ$) северным и крутым (до 20°) южным крыльями.

Под надвиговой Карлавской антиклиналью, в осадках нижнего мела, картируется структура совершенно иной морфологии. По данным сейсморазведки изогипсой — 5400 м здесь выделяется широтно вытянутый и погружающийся к западу структурный нос, имеющий достаточно длинную (около 5 км) и узкую ($2-2,5$ км) террасовидную площадку, выделенную под названием Нижнекарлавской структуры (см. рис. 5 и 7, II—II). Южное крыло ее пологое, северное прижатое к Карлавско-Красноярскому надвику более крутое, что связано, вероятно, с подворачиванием слоев во время перемещения их по надвиговой поверхности.

В теле Карлавско-Красноярской пластины встречен надвиг с южным падением плоскости сместителя. Он выявлен сейсморазведкой МОГТ в районе Глебовской антиклинали и прослежен в широтном направлении по отложениям нижнего мела на 15 км в виде плавно выгнутой к северу дуги. Собственно Глебовский надвиг правильнее рассматривать, по нашему мнению, в качестве структуры, осложняющей Архангельский надвиг. Такого типа дислокации могли возникнуть в процессе перемещения толщи осадочных пород по Архангельскому надвику. Следовательно, Глебовская антиклиналь оказывается расположенной в тектоническом блоке, ограниченном с севера и юга поверхностями надвигов, погружающихся навстречу друг другу. В связи с этим на разных стратиграфических уровнях происходит изменение морфологии структуры, зажатой в этом блоке. Так по кровле нижнего палеоцена Глебовская складка имеет длину 6,5 км, ширину 2,4 км и высоту 280 м (Доленко и др., 1968). Падение пород южного крыла несколько более крутое ($20-22^\circ$), нежели северного ($17-19^\circ$), что, очевидно, следует связывать с более интенсивным подворачиванием слоев вдоль Архангельского

надвига. В отложениях нижнего мела (горизонт А-21) форма антиклинали перестраивается. Собственно картируется здесь лишь свод и ее южное крыло, сохраняющее угол падения в пределах 20—22°. Северное замыкание складки происходит, очевидно, на очень коротком расстоянии и потому не улавливается сейсморазведкой. Наклон пластов здесь имеет более крутой угол, что обязано действию подворачивания уже вдоль противоположного, Глебовского, надвига.

Октябрьская тектоническая пластина выделяется южнее Карлаво-Красноярской, как полого надвинутая на нее структура. Поверхность надвигания ее на последнюю обнаружена бурением и сейсморазведочными работами. Наклошена она на юг под углами 40—50° во фронтальной части, выполаживаясь на глубине 5—6 км до почти субгоризонтального залегания (см. рис. 7). Горизонтальное смещение по надвику не менее 2 км.

Октябрьский надвиг трассируется в субшротном направлении на 250 км от Юбилейной структуры на западе до Северской антиклинали на востоке, а далее оказывается перекрытым надвинутой с юга Стрелковской пластиной. Выход его на меловую поверхность, начиная от упомянутой выше Северской антиклинали, круто отворачивает к юго-западу, вследствие чего ширина Октябрьской пластины в этом направлении постепенно увеличивается, достигая 50 км на меридиане Ильичевского поднятия.

Вдоль фронта Октябрьского надвига выделяется ряд линейных антиклинальных складок (Гамбурцева, Сельского-2; Прибойная, Западно-Меловая, Меловая, Западно-Октябрьская, Октябрьская, Новоивановская, Донузлавская и др.). широтного простирания и асимметричного строения: северные их крылья повсеместно круче южных.

Поднятие Гамбурцева расположено в пределах шельфа Черного моря в западной части Октябрьской пластины. По поверхности меловых отложений оно представлено двумя брахискладками. Западная из них оконтуривается изогипсой — 1300 м и имеет размеры 5×2 км, восточная по замкнутой изогипсе — 1400 м имеет длину 15 км, ширину 5 км и высоту не менее 300 м.

Поднятие Сельского-2 находится восточнее Гамбурцева. Оно выявлено сейсморазведочными работами в отложениях верхнего мела. Длина складки около 15 км, ширина 6—7 км, высота более 50 м.

К югу через неглубокую седловину поднятие Сельского-2 переходит в новую структуру — антиклиналь Сельского-1, по форме напоминающую купол размером 12×16 км. Длинным измерением она ориентирована в северо-восточном направлении. Северо-западное крыло ее пологое (не более 2—3°), юго-восточное более крутое, прижатое к надвигу встречного (северного) падения.

Прибойная складка выделена к востоку от поднятия Сельского-2. По отложениям мела она наиболее опущена. Замкнутый контур ее ограничивается изолинией — 2800 м (кровля мела), высота несколько десятков метров.

К востоку от Прибойной антиклинали кровля меловых отложений по данным сейсморазведки медленно воздымается, образуя в плане длинный структурный нос, являющийся одновременно западным периклинальным окончанием Западно-Меловой структуры. Свод последней частью уже находится на суше, в пределах Тарханкутского полуострова. Меловые отложения здесь предполагаются на абсолютной отметке — 500 м.

Меловая структура еще более приподнята, чем Западно-Меловая, так что верхнемеловые породы, слагающие ее сводовую часть, обнажаются на поверхности (см. рис. 7, I—1). По горизонту А-21 альбского яруса складка имеет форму брахиантиклинали широтного простираения длиной 10 км, шириной 3,5 км и высотой около 200 м. Полностью оконтуривается она изогипсой — 4000 м. Свод находится на абсолютной отметке — 3800 м. Северное прижатое к надвигу крыло короткое и крутое (35—40°), южное сравнительно пологое (не более 8—10°).

Западно-Октябрьская антиклинальная складка расположена восточнее Меловой. Структура в отложениях нижнего мела имеет широтное простираение длиной 5,6 км, шириной 2,4 км. Высота ее более 250 м. Слон датского яруса кровли мела на южном крыле залегают под углами 23—25°, на северном — 15—17°. Бурением здесь обнаружены два тектонических нарушения, плоскости смещения которых падают навстречу друг другу: северный с падением на юг — Октябрьский надвиг, южный с падением на север — Октябрьский встречный надвиг. Таким образом, складка оказывается зажатой внутри тектонического блока клиновидной формы и, очевидно, образованной в результате горизонтального давления, вызвавшего выжимание осадочных слоев вверх.

Октябрьская структура является непосредственным продолжением описанной к востоку. Сверху она прикрывается породами сарматского яруса, слои которого слабо отражают антиклинальный перегиб складки — углы падения их на крыльях не более 2—3°. В отложениях мела отчетливо заметен поворот пластов вдоль Октябрьского встречного надвига. Южное крыло вследствие этого имеет углы падения от 45 до 70°, северное несколько положе — до 15° (рис. 9). Длина структуры 10 км, ширина 2,5 км и высота более 300 м.

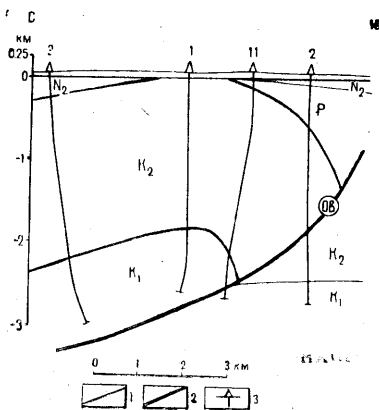


Рис. 9. Октябрьская антиклиналь.
1 — стратиграфические границы, 2 — линия Октябрьского встречного надвига, 3 — скважины.

акватории Черного моря (см. рис. 5). Он простирается в целом в широтном направлении на расстояние 150 км от поднятия Сельского-I на западе до Донузлавской антиклинали на востоке. Непосредственно за Донузлавской складкой Октябрьский встречный надвиг ограничивается основным Октябрьским надвигом.

В направлении к западу от этого пункта происходит постепенное отодвигание к югу от фронта пластины линии выхода встречного надвига на поверхность. В результате увеличиваются размеры клиновидного блока, образованного этими надвигами. Наклон плоскости Октябрьского встречного надвига к северу по данным бурения составляет 45—50° вблизи

Выделяемые восточнее Новоивановская и Донузлавская складки по нижнемеловым отложениям имеют форму брахи-антиклиналей длиной около 4 км, шириной 2 км и высотой не более 100 м. Их северные крылья имеют более крутые углы наклона в сравнении с южными.

Октябрьская тектоническая пластина осложнена несколькими надвигами встречного, т. е. северного падения. Ближайшим к ее фронтальной части является Октябрьский встречный, обнаруженный бурением в нижнемеловых отложениях на Тарханкутском полуострове (см. рис. 7) и сейсморазведкой по верхнемеловым в

дневной поверхности, выполаживаясь местами до $20-25^\circ$ на глубине 3 км (см. рис. 9).

Вдоль фронтальной его зоны осадочные слои смяты в линейные антиклинальные складки, примерами которых могут служить рассмотренные выше Октябрьская и Западно-Октябрьская, чьи южные более крутые крылья обязаны подворачиванию пород в процессе движения по поверхности надвига с северным падением поверхности смещения. Также резко крутым по сравнению с северо-западным оказывается юго-восточное крыло поднятия Сельского-1.

Тело Октябрьской пластины осложнено еще одним разрывным нарушением — Тарханкутским надвигом, выделенным сейсморазведкой к югу от Меловой антиклинали. Предполагается, что его наклон будет ориентирован на север. Вдоль фронта надвига обнаружено крупное Тарханкутское поднятие, по кровле мела вытянутое в северо-восточном направлении на 35 км при ширине 5—7 км. Сводовая его часть состоит из двух брахиантиклиналей, приподнятых до абсолютных отметок —500—(—600) м. Их длина 6—8 км. Южное крыло Тарханкутской структуры более крутое по сравнению с северным.

Стрелковская тектоническая пластина, надвинутая с юга на Карлаво-Красноярскую, на востоке полностью ее перекрывает, частично налегая уже на Задорненскую. Надвиг, ее ограничивающий, зафиксирован в отдельных участках сейсморазведкой МОГТ и МОВ, а также данными бурения, полученными на Сарыбашевской, Стрелковской и др. разведочных площадях (рис. 10). Горизонтальное смещение по нему колеблется от 1 до 3 км. Во фронтальной зоне пластины выявлены Сарыбашевская, Барановская, Северо-Славянская, Стрелковская, Электроразведочная и Западно-Азовские линейные асимметричные антиклинали длиной до 25 км, шириной 1,5—5 км, высотой 50—100 м.

Выход на поверхность Северо-Новоселовской тектонической пластины, надвинутой на описанную выше Стрелковскую, имеет крайне ограниченную площадь вследствие значительного ее перекрытия с юга Новоселовской пластиной. Надвиг, ее ограничивающий, выявлен на отдельных участках сейсморазведкой и протрассирован от Крыловской структуры на западе до пос. Красногвардейского на востоке на 90 км. Его наклон ориентирован на юг под углами около 45° вблизи дневной поверхности, выполаживаясь на глубине 4—5 км до почти горизонтального простираения. Смещение по

нему около 1,5 км. Во фронтальной зоне Северо-Новоселовской пластины выделен ряд линейных надвиговых антиклинальных складок с крутыми северными и пологими южными крыльями: Северская, Северо-Новоселовская, Южно-Барановская и др. Длина их 6—10 км, ширина 2—3 км, высота 50—200 м (см. рис. 5).

Новоселовская тектоническая пластина выделяется в числе наиболее значительных дислокаций платформенного Крыма. В плане она прослеживается в северо-восточном (близком к широтному) направлении от западного побережья Крыма (район оз. Донузлав) через весь полуостров в пределы акватории Азовского моря на расстояние около 200 км. Ограничивающий ее с севера надвиг выявлен сейсморазведкой и в отдельных участках бурением. Наклон его плоскости к югу определяется углами 30—45° вблизи дневной поверхности и 10—0° на глубине 3—5 км. Смещение пород по надвигу около 1 км.

В западной части территории, в акватории Черного моря, Новоселовский надвиг меняет простираение резко к юго-западу, вследствие чего здесь значительно увеличивается площадь выхода подстилающей ее Октябрьской пластины. В результате раскрывается тыловая зона последней с обнажением нескольких куполовидных антиклиналей — Центральной, Карбышева, Ильичевской, характеризующихся пологими крыльями (первые градусы), и малой амплитудой поднятия (десятки метров).

Лобовая часть Новоселовского надвига также оказывается осложненной антиклинальными складками, вытянутыми параллельно его линии выхода. Сейсморазведочными и буровыми работами здесь обнаружены Новоселовская, Красновская, Калиновская, Красногвардейская и др. локальные структуры, вместе образующие единый линейно-вытянутый бал, ось которого испытывает подъем в восточном направлении. Складки имеют отчетливое асимметричное строение с крутыми северными и пологими южными крыльями. Размеры их по горизонту А-21 альбского яруса колеблются в пределах 7—13×1—3,5 км, высота — 100—200 м.

Во фронтальной зоне пластина осложнена несколькими разрывными нарушениями, плоскости которых наклонены к северу. Один из них выделен сейсморазведкой в крайней западной ее части. Вдоль него расположена Западно-Крыловская брахиантиклиналь северо-восточного простираения (см. рис. 5). Складка в отложениях нижнего мела оконтуривает

вается изолинией — 1400 м. Длина ее 8 км, ширина 3 км и высота 200 м. Юго-восточное прижатое к надвигу крыло структуры круче северо-западного.

Второй разрыв, названный Новоселовским встречным надвигом, расположен южнее описанного. Сейсморазведочными исследованиями он протрассирован в широтном направлении на 45 км. Во фронтальной зоне его породы мела сматы в линейные антиклинальные складки (Крыловская, Тарасовская) широтного простирания с более крутыми южными крыльями (см. рис. 7, III—III). Длина их 8—10 км, ширина 3—5 км, высота более 100 м.

С а к с к а я тектоническая пластина выделена предположительно в центральной части Крыма, к югу от Новоселовской. Фронтальный ее надвиг простирается в субширотном направлении с запада на восток на 250 км, фиксируясь в районе населенных пунктов Саки, Октябрьское, Ново-Царичино, Советский и далее вдоль южного края Азовского моря (см. рис. 5).

Пластина осложнена целым рядом дополнительных разрывных нарушений преимущественно северного падения. Как и описанные ранее, дислокации подобного типа во фронтальных частях образуют линейные антиклинальные складки (Белокаменская, Мысовая, Караларская, Тарханская, Булганакская и др.) асимметричного строения: их прижатые к надвигам крылья всегда несколько круче противоположных. В качестве примера приведем описание Белокаменской антиклинали. По отложениям среднего миоцена структура имеет форму брахиантиклинали, вытянутой в северо-восточном направлении на 4 км при ширине до 1,5 км. Северо-западное ее крыло пологое ($10-15^\circ$), юго-восточное крутое (более 30°). Надвиг, контролирующий складку, по данным бурения наклонен полого на север (рис. 11).

Следует заметить, что в южном направлении заметно возрастает дислоцированность пород: увеличивается количество надвигов, более сжатыми становятся линейные антиклинали. Пластины оказываются сближенными так, что в современном плане обнажаются лишь их фронтальные части, а тыловые полностью перекрываются следующими надвинутыми с юга пластинами. Наиболее отчетливо это заметно на Керченском полуострове. Так Ю р а к о в - К у т с к а я тектоническая пластина, прослеживающаяся в северной части Керченского полуострова, имеет вид узкой (7—8 км) полосы, простирающейся в субширотном направлении от Краснокут-

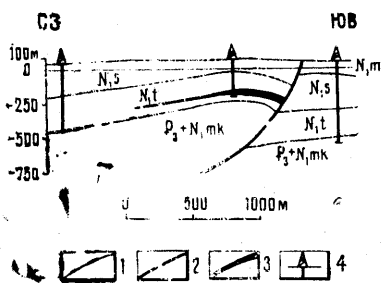


Рис. 11. Белокаменская антиклиналь (по Г. Н. Доленко и др., 1968, с дополнениями автора).

1 — стратиграфические границы, 2 — линия надвига, 3 — залежь нефти, 4 — скважины.

ской антиклинали на западе до косы Чушки на востоке на расстоянии 100 км. Обнажающаяся в пределах полосы лишь фронтальная зона пластины представлена рядом линейных антиклиналей с более крутыми (до 40—50°) северными и пологими (до 10—15°) южными (Краснокутская, Караминская, Бурашская, Малобабчикская, Юраков-Кутская). Своды их часто несут следы диапиризма. Размеры складок невелики и составляют 1,5—3,0×0,5—0,8 км.

Следующая к югу Чистопольская пластина также обнажена в основном фронтальной частью, обладающей максимальной шириной около 10 км в районе с. Чистополье. Простирается она в широтном направлении на расстоянии 175 км. На западе, в бассейне р. Бурульчи, пластина погружается под аллохтон горного Крыма, на востоке, у мыса Змеиного, полностью перекрывается надвигом Приозерной пластины. Породы миоцена вдоль фронта описываемой структуры смяты в линейные антиклинали (Каменская, Новониколаевская, Чистопольская, Андреевская, Восходовская), осложненные диапиризмом, проявлениями грязевого вулканизма и широким развитием «вдавленных синклиналей» — своеобразных мульд, выполненных сопочными отложениями. Размеры складок колеблются в пределах 5—12×1,5—2,5 км, высота — 100—200 м. Северные крылья их повсеместно более крутые, нежели южные (рис. 12). Чистопольская пластина по простираению разрезана надвигом встречного (северного) падения, названного Слюсаревским. Обнаружен он по данным бурения на Горностаевской площади (рис. 13) и протрассирован к западу, где обнажается вдоль южного крыла Слюсаревской антиклинали, и к востоку вплоть до Солдатовской структуры (см. рис. 5). Угол наклона поверхности надвига составляет 45—55°. Смещение по нему около 1 км.

Горностаевская антиклинальная складка широтного простираения выявлена по подошве майкопских отложений и

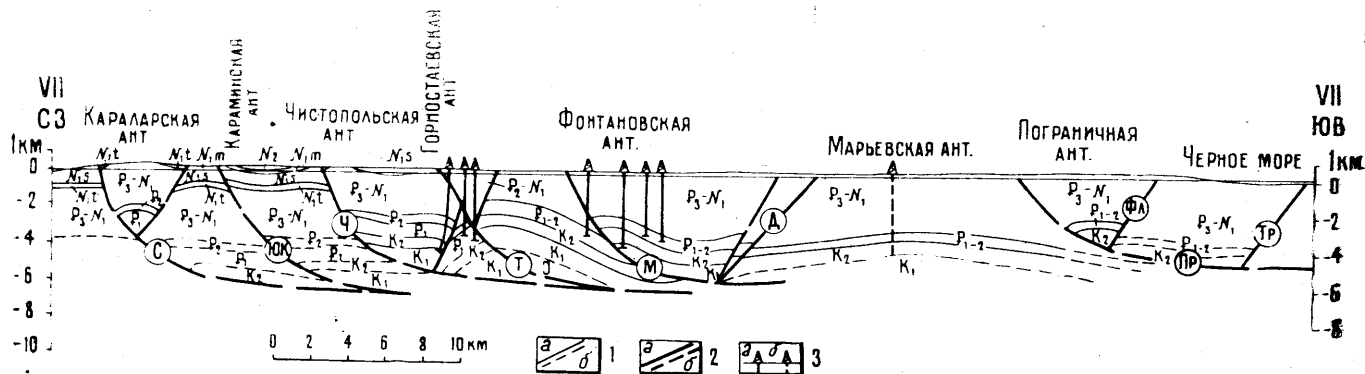


Рис. 12. Геологический разрез Керченского полуострова по линии VII—VII.
 1 — стратиграфические границы достоверные — а, предполагаемые — б; 2 — линии надвигов: а — выявленные, б — пред-
 полагаемые (названия надвигов см. рис. 5); 3 — скважины — а, снесенные на линию профиля — б.

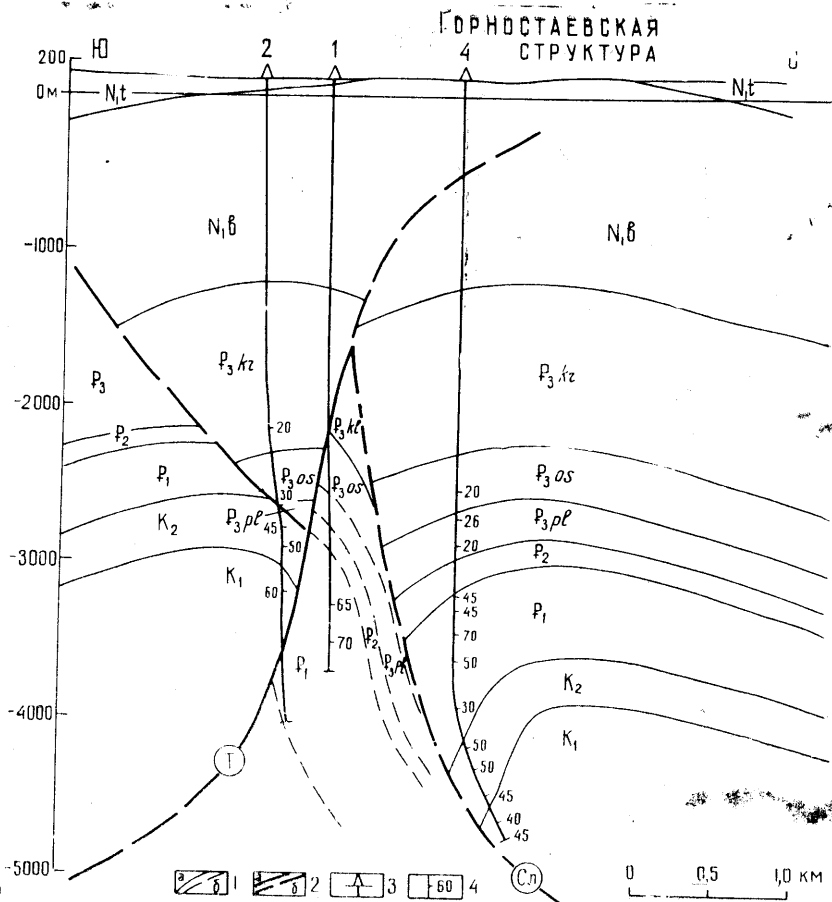


Рис. 13. Горностаевская антиклиналь.

1 — стратиграфические границы дословверные — а, предполагаемые — б;
 2 — линии надвигов: а — выявленные, б — предполагаемые: Т — Тамбовского, Сл — Слюсаревского; 3 — скважины, 4 — углы наклона слоистости пород.

сконтурируется изолинией — 3000 м. Длина ее 8 км, ширина 2,5 км и высота более 200 м. Южное, прижатое к Слюсаревскому надвигу, крыло антиклинали падает под углами 25—35°, противоположное северное — не более 15°.

Слюсаревская складка является одной из крупных структур Керченского полуострова. Она вытянута в широтном направлении на 22 км, имея ширину 2—2,5 км. Ядро ее выполнено майкопскими отложениями, осложненными диапировой тектоникой, крылья — среднемиоценовыми и сарматскими породами. Антиклиналь тесно связана со Слюсаревским надвигом и имеет поэтому асимметричное строение в поперечном сечении: ее южное крыло круче северного.

Тамбовская тектоническая пластина выделяется сразу к югу от Слюсаревского надвига. Местами, как например к востоку от Горностаевской структуры, она его полностью перекрывает. На отдельных же участках, напротив, из-под нее проступает еще одна тектоническая пластина — П а с ы р с к а я — с Королевской и Насырской линейными антиклиналями вдоль фронта. Последние оказались обнаженными на поверхности благодаря резкому повороту к северу фронтального надвига подстилающей пластины в этой части территории (см. рис. 5).

Тамбовская пластина прослеживается в субширотном направлении от аллохтона горного Крыма на западе до Керченского пролива на востоке на 130 км. С юга она последовательно перекрыта Мошкаревской и Приозерной пластинами. Надвиговая поверхность описываемой дислокации выявлена по данным бурения на Тамбовской (см. рис. 10), Владиславовско-фронтальной (рис. 14) и Горностаевской (см. рис. 13)

антиклиналях. Наклонена она на юг от 45 до 60°. Вдоль фронтальной ее части развиты типичные линейные складки (Владиславовско-Фронтальная, Харченковская, Андреевская и др.) с более крутыми (до 45°) северными и значительно пологими (не более 10—12°) южными крыльями. Складки имеют размеры от 5×2 до 10×25 км и высоту более 100 м.

В тылу пластины известна Куйбышевская антиклиналь, имеющая форму соединенных двух куполов. По подошве майкопской серии она оконтуривается изолинией—2800 м с

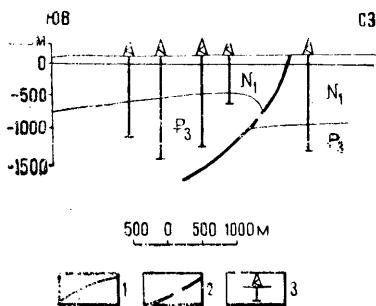


Рис. 14. Владиславовско-Фронтальная антиклиналь (по Г. Н. Доленко и др., 1968, с дополнениями автора). 1 — стратиграфические границы, 2 — линия Тамбовского надвига, 3 — скважины.

размерами в плане 10×5 км. Падение пород на крыльях примерно одинаковое и равно 5—8°. Южное крыло структуры перекрыто надвижной с юга Мошкаревской пластиной. На северном крыле вскрывается надвиг с северным падением поверхности сместителя, осложняющий слой верхней части майкона.

В южной половине Керченского полуострова надвиги прослеживаются в преимущественном северо-восточном направлении, а как только доходят до его середины меняют направление на субширотное. Так ведут себя Мошкаревский, Дюрменский, Приозерный, Фонтановский и другие надвиги, а также надвиг Таманского полуострова (Троицкий, Таманский, Комендантский, Кизилташский и др.), изгиб которых происходит сразу как только они достигают акватории Черного моря (см. рис. 5).

Мошкаревская тектоническая пластина прослежена от района Феодосии на западе до Репьевской антиклинали на востоке на 90 км. Ее фронтальный надвиг установлен бурением и сейсморазведочными исследованиями на Мошкаревской и Фонтановской антиклиналях (рис. 15 и 16).

Поверхность его погружается на юг под углами 45—60°. Сместение по надвигу не менее 1 км.

Как и описанные выше дислокации подобного типа, Мошкаревская пластина характеризуется развитием пликативных и дизъюнктивных структурных форм. Первые представлены фронтальными (линейными) антиклиналями, вторые — надвигами встречного падения. В качестве примера фронтальной линейной антиклинальной складки приведем описание одной из них — Фонтановской. Выявлена она сейсморазведкой по подошве майкопской серии и оконтуривается изогипсой — 3000 м. Вытянута структура в широтном направлении на 13 км при ши-

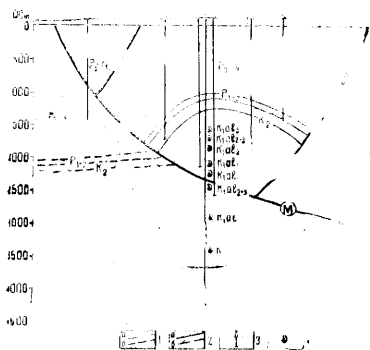


Рис. 15. Мошкаревская антиклиналь.

1 — стратиграфические границы: а — достоверные, б — предполагаемые; 2 — линии надвигов: а — выявленные, б — предполагаемые; М — Мошкаревский; 3 — скважины; 4 — места обнаружения органических остатков.

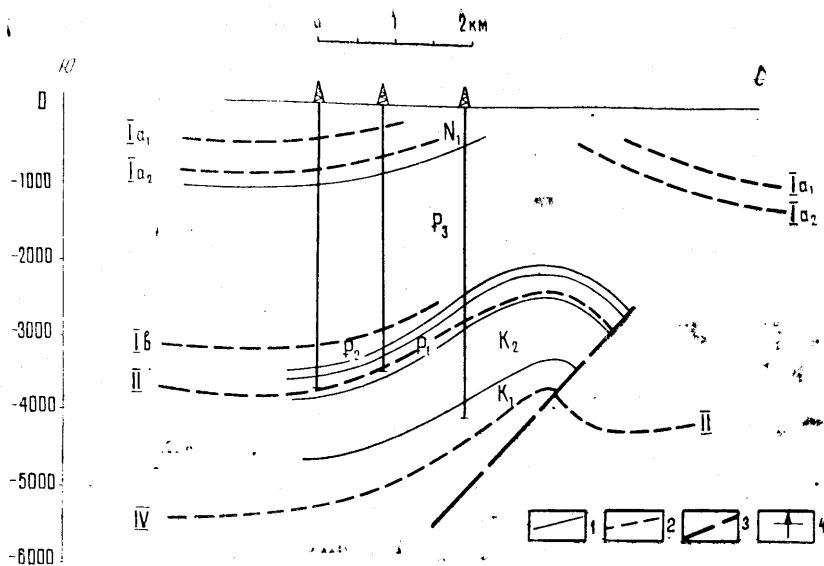


Рис. 16. Фонтановская антиклиналь (по данным Э. И. Чернова, А. И. Белчевой, Г. Д. Солоповой, А. Ф. Седельникова, А. С. Лебидь). 1 — стратиграфические границы, 2 — отражающие сейсмические горизонты, 3 — линия Мошкаревского надвига, 4 — скважины.

рине 3 км и высоте более 1 км. В отложениях майкопа, эоцена, палеоцена и верхнего мела складка имеет отчетливый антиклинальный перегиб, а начиная с нижнего мела северное крыло ее пропадает, а сохраняется лишь прижатое к надвигу южное (см. рис. 16).

Ближайший с юга надвиг с северным падением поверхности смещения, осложняющий пластину, выявлен бурением на Мошкаревской площади. Он прослежен в северо-восточном направлении на 35 км. Далее к югу выделяются еще три тектонических нарушения, имеющих северо-западное падение и простирающихся примерно параллельно друг другу в северо-восточном направлении. Фронтальные части их повсеместно смяты в линейные несимметричные антиклинали длиной 7—12 км, шириной 2—4 км и высотой 100—200 м (Ульяновская, Ярковская, Вулкановская, Белобродская, Гавриленковская, Дюрменская, Краснопольская и др.).

Приозерная тектоническая пластина выделяется на крайнем юго-востоке Керченского полуострова, переходя да-

лее на восток в пределы Таманского полуострова. Надвиг, ограничивающий пластину с северо-запада, прослеживается на 100 км от западной периклинали Тарасовской до Кучугурской антиклиналей. Угол падения его на юго-восток, равный 40—45°, установлен бурением на Приозерной антиклинали (рис. 17). Приозерная пластина также осложнена многочисленными как разрывными, так и складчатыми дислокациями. Первые в большинстве имеют форму надвигов, наклоненных на северо-запад: Фонталовский, Троицкий, Таманский, Комедантский. Фонталовский из них, самый ближайший к фронту пластины, выявлен бурением на Приозерной площади и геологосъемочными работами на Фонталовской антиклинали. Наклонен он на северо-запад под углами 45—55°.

Следующий к юго-востоку за Фонталовским Троицкий надвиг в южной половине прослежен сейсморазведочными работами в отложениях мела, палеогена и майкопской серии. Таманский надвиг обнаружен по данным бурения на Кореньковской структуре (рис. 18).

Фронтальные части всех надвигов сопровождаются линейными асимметричными антиклинальными складками: Пограничной, Приозерной, Тарасовской, Кореньковской.

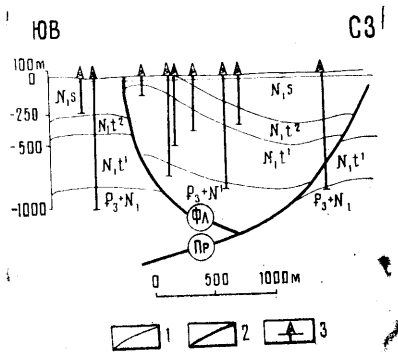


Рис. 17. Приозерная антиклиналь (по Г. Н. Доленко и др., 1968, с дополнениями автора).

1 — стратиграфические границы, 2 — линии надвигов: Пр — Приозерного, Фл — Фонталовского, 3 — скважины.

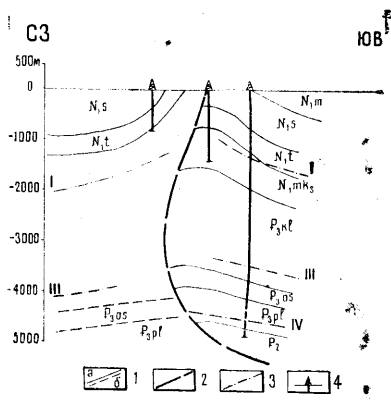


Рис. 18. Кореньковская антиклиналь.

1 — стратиграфические границы установленные — а, предполагаемые — б, 2 — линия Таманского надвига; 3 — отражающие сейсмические горизонты; 4 — скважины.

Фонталовской, Таманской, Зеленского, Коробетова, Комендантской, Чиркова и др. Наиболее значительной среди них является Приозерная структура. Она вытянута в северо-восточном направлении на 13 км, имея ширину 3 км и высоту более 300 м. Ее юго-восточное крутое крыло обязано подворачиванию слоев вдоль Фонталовского надвига (см. рис. 17).

Складки осложнены диапировой тектоникой. Один из таких диапиров можно наблюдать на Кореньковской антиклинали (см. рис. 18). Сама структура по изогипсе — 1800 м (горизонт I в верхнемайкопских отложениях) имеет вытянутую в северо-восточном направлении форму размером 6×3 км. С северо-запада она прижата к разрывному нарушению, плоскость которого в верхней части круто падает (до 80°) на северо-запад, а затем, на глубине 4—5 км, изменяет наклон на юго-восток. На поверхности линия надвига прослеживается в своде антиклинали, а в отложениях эоцена-мела, по данным сейсморазведки, смещается к югу так, что примыкающая к нему структура оказывается представленной лишь юго-восточным крылом.

Майкопские глины перед надвигом образуют структуру в форме ядра протыкания, выходя на дневную поверхность в виде интенсивно смятых пластов, углы падения которых колеблются в очень широких пределах: от 30 до 90°. Деформированность осадков, как показывают данные бурения на других диапировых поднятиях, с глубиной уменьшается.

Располагающиеся к юго-востоку от Приозерной пластины в пределах шельфа Черного моря и на Таманском полуострове, надвиговые (Кизилташский, Ереминский, Благовещенский) и складчатые (Железный рог, Бугазский лиман, Полевадина) структуры характеризуются аналогичными рассмотренным выше особенностями.

Описанными структурами не ограничивается количество существующих в Крыму дислокаций. Сейсморазведочными работами выявлено их гораздо больше не только на территории Крымского полуострова, но и в акватории окружающих его морей. Основная часть из них оказывается скрытой под рассмотренными выше тектоническими пластинами так, что в настоящем удастся наблюдать лишь отдельные фрагменты их. Следует заметить, что с приближением к горному Крыму происходит изменение простирания дислокаций. Например, Кубанский надвиг, выделяемый в 10—15 км от него, обнажается на поверхности в виде плавно выгнутой к северу дуги, в целом повторяющей контур главного фронтального

надвига аллохтона горного Крыма. Это, очевидно, свидетельствует о том, что, во-первых, образование обеих структур обусловлено действием одних и тех же сил — горизонтально-го давления, направленного с юга, и, во-вторых, передача давления на осадки чехла осуществлялась посредством перемещения самого аллохтона горного Крыма.

Из рассмотренного можно сделать следующие выводы:

1. Надвиговые деформации выступают как главные структурные элементы, определяющие основной характер тектоники Крыма. Они носят региональный характер, прослеживаясь в плане параллельно общей структуре региона на многие десятки и сотни километров. Среди них в Крыму известны разрывные нарушения с падением поверхностей смещения как на север, так и на юг. При этом выявляется, что надвиги, погружающиеся к югу, являются основными структурами, а встречные к ним выступают в качестве дислокаций, осложняющих первые. На глубине такие дислокации продолжают только до встречи с основными надвигами.

2. Надвиговые поверхности, падающие навстречу друг другу, образуют структуры в форме клиновидного блока, обращенного узкой частью книзу. Слоистые осадочные толщи по краям блока оказываются смятыми в линейные антиклинальные складки, наклоненные в стороны от его оси.

3. Среди локальных антиклинальных складок выделяются два морфологических типа: линейные и куполовидные. Первые характеризуются значительной амплитудой поднятия, крутыми наклонами крыльев и поперечной асимметрией: их внешние, т. е. прижатые к надвигам, крылья всегда круче противоположных, внутренних. Вторые отличается малая высота, небольшие углы падения пород на крыльях и чаще изометричные размеры в плане.

4. Обнаруживается закономерное размещение складчатых дислокаций в пространстве: линейные антиклинали развиты вдоль лобовых частей надвигов, куполовидные — в тылу их. Это указывает на затухание процесса складкообразования по мере удаления от фронта надвигов, т. е. распространение складок целиком контролируется надвигами. Линейные структуры, располагающиеся всегда во фронтальных зонах надвигов, предлагается относить к фронтальному типу складок, а куполовидные, развитые в тылу — к тыловому.

5. Складчатые и надвиговые дислокации возникли и формировались в условиях мощного бокового сжатия, нап-

равненного с юга, со стороны геосинклинальной области. Действие сил сжатия приводило к тому, что в толще осадков возникал срыв, рассекавший породы под углом к их напластованию. При этом создавались структуры в форме пластин, ограниченных снизу плоскостями надвигов. Двигаясь по этим плоскостям, пластины во фронтальных, утоненных, частях сминались, образуя линейные антиклинали с более крутыми внешними крыльями. С удалением от фронта пластины слонстые породы испытывали лишь коробление, формируя пологие куполовидные структуры.

Во время движения аллохтонных пластин возникавшие силы трения препятствовали (а возможно и приостанавливали) на отдельных участках движение, что способствовало появлению в их теле дополнительных сколовых нарушений часто встречного падения. Ими пластина расчленялась на отдельные тектонические блоки клиновидной формы. Продолжавшее действовать горизонтальное сжатие способствовало выжиманию блоков вверх с одновременным подворачиванием вдоль его краев пластов пород с образованием линейных антиклиналей. Силами горизонтального сжатия объясняется происхождение и диапировой тектоники. Механизм формирования подобного типа дислокаций, очевидно, можно объяснить следующим образом. Во время движения тектонической пластины по надвигу более пластичные породы (каковыми являются глины майкопской серии) перед фронтом скучиваются, выдавливаясь вверх в форме поднятий. Их рост облегчается созданием в зоне, прилегающей к надвигу, участков повышенной трещиноватости и дробления, способствующей дополнительному нагнетанию глин из соседних областей под действием гравитационных сил.

6. В направлении к югу происходит усиление степени деформированности осадков чехла, что выражается с одной стороны в увеличении количества надвигов, с другой — в возрастании величин горизонтального смещения аллохтонных пластин по ним. В силу этого на Керченском полуострове пластины, нарезанные надвигами, обнажаются лишь фронтальными своими частями, в то время как их тыловые зоны оказываются полностью перекрытыми следующими с юга структурами. Фронтальные антиклинали становятся четче выраженными, возрастает их высота, круче падают крылья. Все это, как представляется, обязано боковому сжатию, действие которого на породы южных частей территории, очевидно, сказалось больше, чем северных, ибо первые были рас-

положены несравненно ближе к источнику давления — к геосинклинальной области.

7. Дислокации осадочного чехла Крыма прослеживаются без изменения простирааний и форм не только в акватории Черного и Азовского морей, но и в пределы Таманского полуострова Западного Предкавказья, свидетельствуя о едином геологическом развитии Крымско-Кавказского региона в альпийский этап тектогенеза.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Архангельский А. Д., Блохин А. А., Меннер В. В., Осипов С. С., Соколов М. И., Чепиков К. Р. Краткий очерк геологического строения нефтяных месторождений Керченского полуострова. Тр. ГРПУ, вып. 13, 1930.

Архипов В. И. О структурной неоднородности тектонических дуг областей кайнозойской складчатости. — «Геотектоника», № 3, 1970.

Богаец А. Т. Южная граница Восточно-Европейской платформы и строение позднекембрийского комплекса юга СССР. — «Геотектоника», № 6, 1976.

Богаец А. Т., Плахотный А. Г., Саморский А. Д., Черняк Н. И. О возрасте базальных слоев нижнего мела Равнинного Крыма и Центрального Причерноморья. — Бюлл. МОИП, т. XLIX, вып. 3, 1974.

Бондарчук В. Г. Геология Украины, — Изд-во АН СССР, 1959.

Буриштар М. С., Каменецкий А. Е. Новые данные о геологии и нефтегазоносности центральной и западной частей Степного Крыма. — «Сов. геология», № 1, 1962.

Гарецкий Р. Г. О фундаменте Мизийской плиты. — «Геотектоника», № 4, 1970.

Гаркаленко И. А. О глубинных разломах Юга и юго-востока Украины. — Геологический журнал, т. XXX, вып. 3, 1970.

Герасимов М. Е., Каморный А. Ф., Кривченков Б. С., Палинский Р. В., Чир Н. М. Результаты геолого-геофизических исследований на акватории Азовского моря. — «Геология нефти и газа», № 4, 1978.

Григорьева В. А. О поисках структурно-стратиграфических ловушек в неокомских отложениях на территории Крыма и Причерноморья. — «Геология нефти и газа», № 4, 1976.

Гуревич Б. Л., Гончарова Т. А., Бураковский В. Е., Нечаев В. В., Тиленко А. В., Шерешевская С. Я. Краткая характеристика результатов геофизических исследований. — «Геология СССР», т. VIII, ч. I, изд-во «Недра», М., 1969.

Дикенштейн Г. Х. Тектоника Степного и Предгорного Крыма. — «Сов. геология», № 59, 1957.

Доленко Г. Н., Парыляк А. И., Копач И. П. Нефтегазоносность Крыма. — Киев, «Наукова думка», 1968.

Дьяконов А. И., Цагарели А. Л., Маловицкий Я. П., Байдов Ф. К., Терехов А. А. Тектоническое районирование Восточного Причерноморья и прилегающей акватории Черного моря. В кн.: Комплексное исследование Черноморской впадины. — М., «Наука», 1976.

Каменецкий А. Е. Нижнемеловые отложения Равнинного Крыма. — Тр. ВНИГНИ, вып. 38, 1963.

Каменецкий А. Е., Маляво Г. И. Неогеновая система. Морские отложения. — «Геология СССР», т. VIII, ч. I, М., «Недра», 1969.

Кузнецов В. В., Горин Г. И., Каверин Н. Г. Геологическое строение западного склона и северной части Ставропольского свода по данным грави- и магниторазведки. — «Нефтегазовая геология и геофизика», М., 1978.

Лычагин Г. А. Геологическое строение и история развития равнинной части Крыма. — Тр. ВНИГРИ, вып. XII, 1958.

Маловицкий Я. П., Непрочнов Ю. П. Составление сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Черноморской впадины. — М., «Наука», 1966.

Маслакова Н. И., Волошина А. М. Меловая система. Верхний отдел. — «Геология СССР», т. VIII, ч. I, «Недра», М., 1969.

Моисеев А. С. К геологии юго-западной части главной гряды Крымских гор. — Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 89, изд-во Геолкома, Л., 1930.

Моисеев А. С. Очерк тектоники северо-восточной части Горного Крыма. — Ученые зап. ЛГУ, № 21, сер. почв-геол. наук, вып. 5, 1939.

Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. — Тектоника СССР, т. II, изд-во АН СССР, 1949.

Муратов М. В. История тектонического развития Альпийской складчатой области юго-восточной Европы и Малой Азии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1962.

Муратов М. В. Возраст и происхождение складок Керчского полуострова. — «Геология СССР», т. VIII, ч. I, «Недра», М., 1969.

Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И. Строение складчатого основания равнинного Крыма. — «Геотектоника», № 4, 1968.

Плахотный Л. Г. Байкалиды в складчатом основании Восточного Крыма. — «Геотектоника», № 3, 1969.

Пчелинцев В. Ф. Образование Крымских гор. — Изд-во АН СССР, М.-Л., 1962.

Розога И. О., Шиманский А. А. Новые представления о геологическом строении центральной части Азовского вала. — «Сов. геология», № 1, 1977.

Соколов Д. В. О некоторых результатах детальных геологических исследований в Восточном Крыму. — Вест. геолкома, № 3, 1926.

Соллогуб В. Б. Тектоника передовых прогибов Альпийской области и сопредельных районов Европейской части СССР. Изд-во АН УССР, 1960.

Чекунов А. В., Веселов А. А., Гильман А. И. Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. — Киев, «Наукова думка», 1976.

Черняк Н. И. К истории развития Причерноморской впадины. Тр. Укр. НИГРИ, вып. 2, 1959.

Чирвинская М. В., Гуревич Б. Л. К вопросу о тектонике Причерномоской впадины. — «Сов. геология», № 4, 1959.

Шевченко В. И., Резанов И. А. Глубинное геологическое строение Крыма, Кавказа, Копетдага и прилегающих акваторий Черного и Каспийского морей. В кн.: Комплексное исследование Черноморской впадины. — М., «Наука», 1976.

Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И. О рифейском возрасте гранитных галек и валунов из верхнеюрских конгломератов восточной части Горного Крыма. В кн.: Геохронология докембрия Украины. — Изд-во «Наукова думка», Киев, 1965.

Яншин А. Л., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н., Николаева Е. Я., Шимкус К. М., Шлезингер А. Е. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 52 (5), 1977.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

| | |
|--|-----------|
| Введение | 3 |
| Стратиграфический очерк | 5 |
| Отложения континентального склона (геосинклинальный тип) | 8 |
| Отложения шельфа (платформенный тип) | 11 |
| Тектоника | 17 |
| Складчатое основание | 19 |
| Основные структуры осадочного чехла | 24 |
| Надвиговые и складчатые дислокации осадочного чехла | 28 |
| Литература | 54 |

Юрий Васильевич КАЗАНЦЕВ

СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫЕ СТРУКТУРЫ РАВНИННОГО КРЫМА

П03380. 25. VI. 1979 г. Тип. Управ. Делами СМ БАССР, зак. 785, тир. 300

