

Ю. В. Казанцев

ТЕКТОНИКА КРЫМА



Издательство · Наука ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
БАШКИРСКИЙ ФИЛИАЛ
Институт геологии

Ю.В. Казанцев

ТЕКТОНИКА
КРЫМА



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1982

Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. 112 с.

На основе обобщения материалов бурения, геологических съемок и геофизических исследований характеризуются структурные особенности Крыма с позиции мобилизма. Вся территория полуострова рассматривается как краевой прогиб (Майкопский), сложенный серией тектонических пластин субширотного простирания, надвинутых последовательно с юга. Однозначно устанавливается зависимость складчатых дислокаций от разрывных (надвигов). Доказывается аллохтонное залегание мезозойских геосинклинальных пород горного Крыма. Предложена принципиальная схема формирования земной коры рассматриваемой территории. Дана оценка перспектив нефтегазоносности Майкопского краевого прогиба.

Ил. 54, библиогр.: с. 108–111 (102 назв.).

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
М.А. КАМАЛЕТДИНОВ

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 различающихся между собой степенью дислоцированности и характером слагающих формаций.

Горная область, занимающая южную часть полуострова, сложена преимущественно мезозойскими образованиями, представленными различными формационными типами пород: как геосинклинальными, так и платформенными. Для нее характерны 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, расчленяющими структуру на ряд широтно вытянутых тектонических пластин, смятых в линейные и куполовидные складки.

Это различие степени деформированности горных пород обусловило выделение в современном структурном плане Крыма двух четких тектонических зон: платформенной и геосинклинальной. Первая, как будет показано ниже, представляет собой систему разновозрастных наложенных друг на друга прогибов, 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 геологическом строении этого региона содержатся в работах П.С.Палласа, К.Габлица, И.Хюо, Ф.Дюбуа де Монперё (начало прошлого столетия), в которых наряду с физико-географическими описаниями содержатся выводы по отдельным вопросам геологии Таврических гор. Последние, по мнению этих исследователей, должны проследиваться и в Черном море.

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

Наиболее значительные исследования структуры Крыма осуществляются в конце XIX и начале XX в. работой Геологического комитета, заложившего основу систематического изучения региона. По существу с этого времени обособляются два диаметрально противоположных направления во взглядах на характер тектоники Крыма. Согласно первому, предложенному К.К.Фохтом [1910], ведущая роль в формировании его структуры приписывается складчатым дислокациям, лишь осложненным впоследствии сбросами. Согласно второму, выдвинутому А.А.Борисяком [1909], главенствующая роль отводится разрывной тектонике. В частности, А.А.Борисяк считал, что горный Крым (от Бала-

клавы 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, 1935] и Н.А.Преображенский [1933]. Другая группа исследователей во главе с М.В.Муратовым [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 (равнинной, Тарханкутского и Керченского полуостровов и др.). Много новых сведений получено по глубинному строению осадочного чехла и фундамента полуострова благодаря широко развернувшимся детальным геологосъемочным, геофизическим исследованиям и глубокому бурению. Эти результаты изложены в многочисленных публикациях [Соколов, 1926, 1928; Моисеев, 1930, 1935, 1937, 1939; Краткий очерк..., 1930; Пчелинцев, 1936, 1962; Муратов, 1937, 1940, 1949, 1962, 1969 и др.; Дикенштейн, 1957; Геология..., 1958; Лычагин, 1958; Бондарчук, 1959; Гуревич, 1959, 1961; Чирвинская, Гуревич, 1959; Черняк, 1959, 1963, 1976; Соллогуб, 1960, 1967; Пчелинцев, 1962; Глубинное строение..., 1963; Бурштар, Каменецкий, 1962; Доленко и др., 1968; Плахотный, 1969; Шевченко, Резанов, 1976; Маловицкий, 1976; и др.), явившихся важной вехой в познании геологии Крыма.

При сейсмопрофилировании Черного моря получены новые данные, нашедшие отражение в работах В.И.Архипова [1970], Ф.К.Байдова и др. [1974], А.И.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 взаимообусловленность 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.

Очевидно не все положения в работе остались окончательно доказанными, некоторые же покажутся читателю спорными, но автор надеется, что они могут вызвать полезную дискуссию, которая приблизит решение всех этих вопросов.

В процессе работы над книгой я пользовался постоянными консультациями Т.Т.Казанцевой, за что весьма ей признателен. Я благодарен ей также за многочисленные советы и доброжелательную критику, которые получил по многим обсуждаемым вопросам.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В строении Крымского полуострова и окружающих его впадин Черного и Азовского морей участвуют докембрийские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования. Несмотря на то, что докембрийские и палеозойские породы нигде не выходят на дневную поверхность и лишь вскрыты единичными скважинами, площадными геофизическими исследованиями доказано 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 Черном и Азовском морях.

Стратифицированный комплекс осадков Крыма довольно разнообразен по составу. Наряду с карбонатными и терригенными осадочными отложениями весьма существенную роль в разрезе играют вулканогенные породы. Многообразие литологических разностей характерно для отложений одного и того же стратиграфического уровня и обусловлено различными значениями мощности, особенностями сложения и комплекса фаунистических остатков. Это говорит о том, что формирование осадков, вероятно, должно было происходить в различных удаленных друг от друга седиментационных бассейнах. Здесь можно встретить породы, характеризующие платформенный режим накопления и отлагавшиеся в промежуточной (миогеосинклинальной) зоне, в структурах типа краевых прогибов, а также накапливавшиеся в типичных геосинклинальных условиях.

Наиболее характерная особенность одновозрастных, но различных по генезису и литологическому составу типов породных ассоциаций в пределах Крымского полуострова — отсутствие признаков какой-либо закономерности в их размещении. Довольно часто встречающееся хаотичное их нахождение побудило 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 видеть три различные области формирования осадков: шельфовую, континентального склона и глубоководной котловины. В шельфовой зоне, в условиях мелководья, накапливались богатые органическими остатками слоистые, выдержанные по мощности на значительные пространства отложения типа глинисто-песчаных и карбонатных илов. В области континентального склона формировались осадки резко увеличенной (в несколько раз по сравнению с шельфовыми) мощности, представленные преимущественно обломочным материалом. Для них характерны градиционная ритмичность, невыдержанность слоев по простиранию, бедность органикой. Здесь развиты также вулканогенные образования. Осадки глубоководных котловин характеризуются сравнительно малой мощностью, выдержанностью состава на большие расстояния и глубоководным характером накопления. Они представлены в основном кремневыми и карбонатными илами.

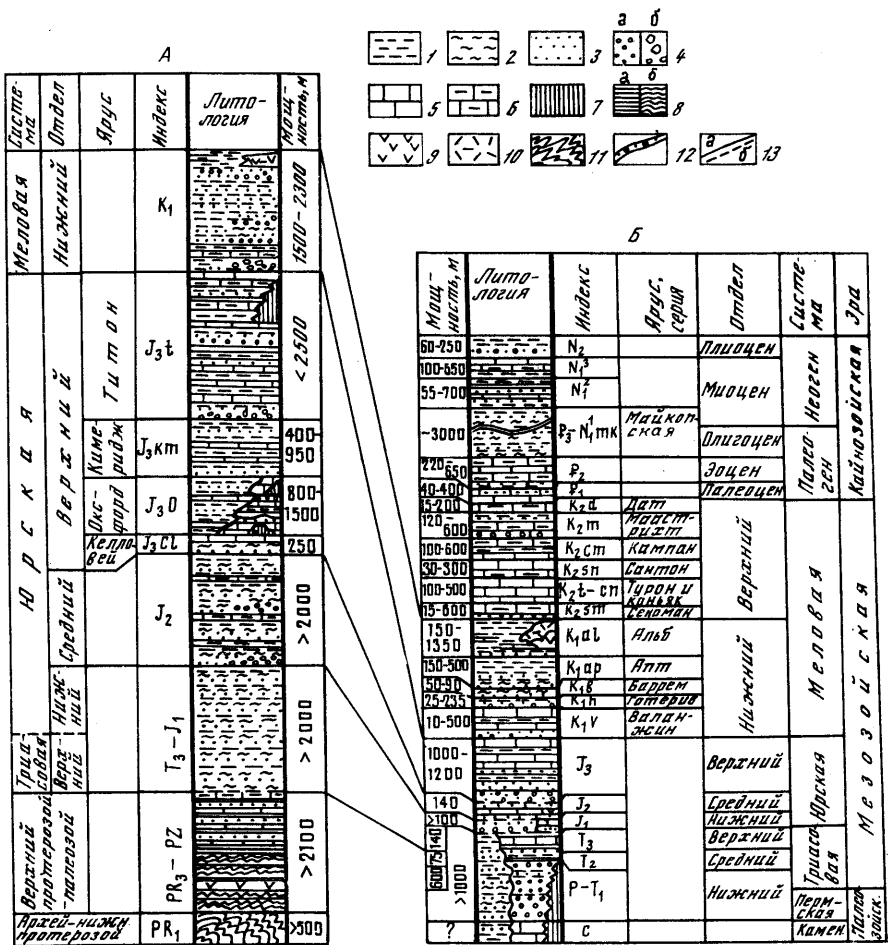


Рис. 1. Стратиграфические колонки отложений геосинклинального (А) и платформенного (Б) типов Крыма

1 — глины, аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — конгломераты (а), глыбовые (б); 5 — известняки; 6 — мергели; 7 — рифогенные известняки; 8 — глинистые и углито-глинистые (а), метаморфические (б) сланцы; 9, 10 — вулканогенные породы: 9 — основного состава, 10 — кислого состава; 11 — метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы; 12 — железистые песчаники; 13 — границы между стратифицированными отложениями установленные (а) и предполагаемые (б)

Используя определенный набор характерных и объединяющих осадочные толщи признаков и исходя из принципа актуализма, в Крыму можно выделить породные ассоциации, образующиеся на континентальном склоне — в геосинклинальный тип, а на мелководном шельфе — в платформенный (рис. 1). Осадки, характерные для глубоководной котловины, здесь не выделяются.

К породным ассоциациям континентального склона отнесены флишевые и вулканогенные породы, характеризующиеся резко увеличен-

ной мощностью, обломочным составом (включая горизонты олистостром), ритмичным характером наложения, а также присутствием магматогенных образований.

Платформенные осадки характеризуются напротив малой мощностью, выдержанностью литологических пачек по простираю на значительные расстояния, отчетливой слоистостью и прочими признаками, обусловленными их шельфовым накоплением. К этому же типу отнесены ассоциации пород, выделяемые обычно как депрессионные и молассовые.

Следует, однако, заметить, что определение принадлежности комплексов осадков к тому или иному типу встречает иногда затруднения, так как смена их по латерали происходит постепенно, а границы между шельфом и континентальным склоном весьма условны. Особенно трудно разграничить формации горного Крыма — этой сравнительно небольшой по площади территории, где каждый тип разреза развит преимущественно в отдельном тектоническом изолированном блоке. К тому же часть блоков здесь представлена таким набором осадков, который по составу и характеру сложения нельзя с уверенностью отнести к одному из режимов накопления: шельфовому либо континентального склона. Некоторые толщи осадков, характер накопления которых, казалось бы, должен свидетельствовать об их геосинклинальном происхождении, 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 при отнесении 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 породных ассоциаций в горном Крыму не вызывает сомнения.

ОТЛОЖЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА (ПОРОДНЫЕ АССОЦИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ТИПА)

К наиболее древним образованиям, накопление которых происходило в области континентального склона, относятся метаморфические сланцы и интрузивные образования **рифейского** возраста [Муратов и др., 1968]. Первые представлены зеленовато-серыми альбит-хлоритовыми, хлорит-актинолит-серицитовыми, кварц-хлоритовыми, кварц-хлорит-карбонатными и черными кварц-карбонатными разностями, вторые — габбро-диабазами, 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, позднепротерозойский 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].

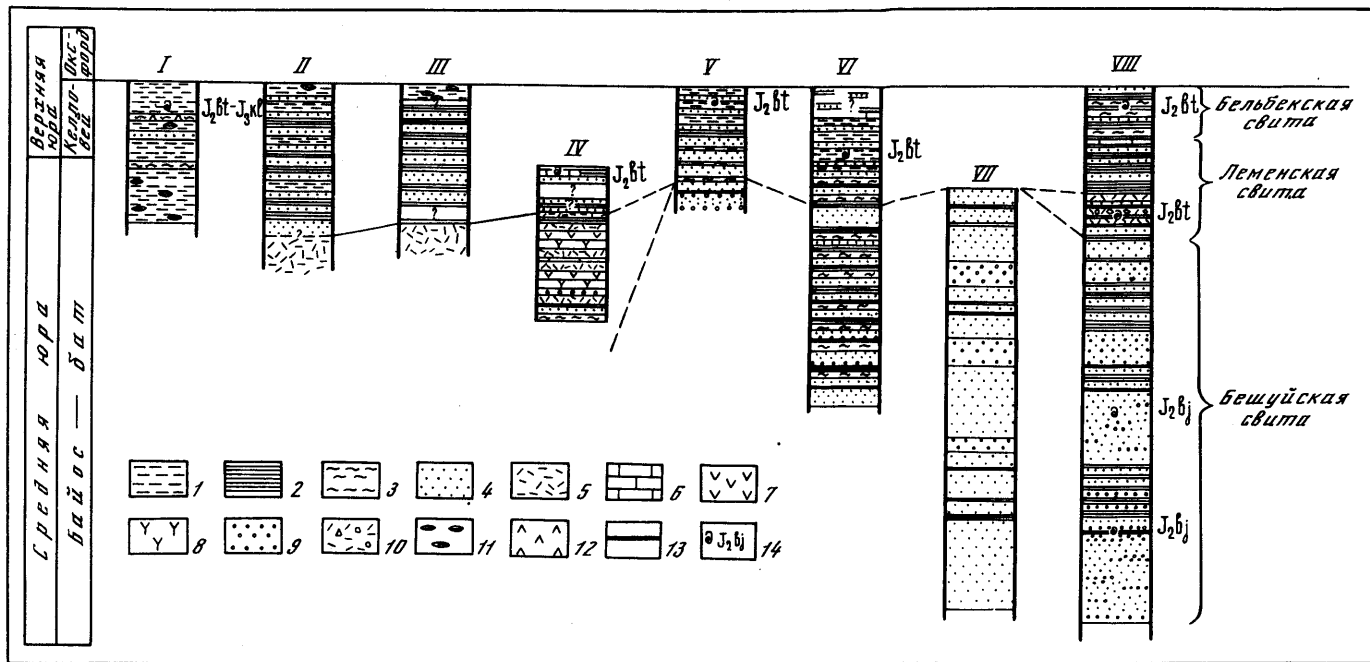


Рис. 2. Схема сопоставления среднеюрских отложений горного Крыма (по данным О.В. Снегиревой)

1 — глины; 2 — аргиллиты; 3 — алевролиты; 4 — песчаники; 5 — туфы; 6 — известняки; 7 — спилиты; 8 — кератофиры; 9 — конгломераты; 10 — туфобрекчии; 11 — конкреции сидеритов; 12 — сульфаты; 13 — пласты угля; 14 — места обнаружения фауны и ее возраст. Разрезы: I — с. Ласпи, II — Мелас, III — Кастрополь, IV — Голубой залив (с. Лимены), V — с. Запрудное, VI — с. Отрадное, VII — с. Лесниково, VIII — р. Чуюн-Илге (Бешуйские копи)

В разрезе геосинклинального палеозоя выделяются толщи черных и темно-серых аспидных сланцев углисто-серицит-кварцевого состава с прослоями эпидот-хлоритовых сланцев мощностью 1100 м, зеленовато-серых флишевых пород, представленных ритмично переслаивающимися известняками и кварц-карбонатно-углистыми сланцами мощностью 700 м, а также полимиктовых песчаников и углисто-глинистых сланцев с прослоями известняков мощностью 300 м (район с. Новоселовского). Среди них встречаются немногочисленные тела микродиоритов, габбро-диабазов, кварцевых порфиров, андезитовых порфиров. В толще аспидных сланцев определены споры и пыльца раннего-среднего карбона (скважины Новоселовская 3, Красновская 3).

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

Отложения **средней юры** широко распространены на южном берегу Крыма. Они представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинами с сидеритом, туфами, туфобрекчиями и лавами преимущественно основного состава (рис. 2). Характер переслаивания этих пород между собой отличается ритмичностью, что напоминает флиш, и свидетельствуют о том, что формирование осадков происходило в условиях континентального склона. Наиболее отчетливое ритмичное чередование слоев с присутствием местами полных ритмов наблюдается в районе с. Зеленогорье. На геосинклинальный режим осадконакопления указывает и значительная мощность среднеюрской толщи, достигающая 2000 м.

Среди песчаников и глин встречаются пачки углей мощностью от десятков сантиметров до первых метров. Разрез такого типа, описанный О.В.Снегиревой [1967] в составе бешуйской свиты, наиболее полно представлен в верховьях р. Качи и ее притоков (район Бешуйских копей), где мощность отложений превышает 1500 м (см. рис. 2).

В долине р. Салгир в основании разреза средней юры выделяются пачки конгломератов, чередующихся с песчаниками, алевролитами и аргиллитами (битакская свита О.В.Снегиревой). Отдельные горизонты конгломератов содержат валуны и глыбы известняков верхнего триаса и нижней юры, песчаников лейаса, кварцитов и метаморфических сланцев рифея — палеозоя и интрузивных пород. В слоях аргиллитов в верхних частях разреза обнаружена среднеюрская фауна. Общая мощность описанных отложений здесь более 1500 м.

Органические остатки в среднеюрских породах представлены в основном отпечатками растений, реже пластинчатожаберными и единичными экземплярами аммонитов, отвечающих байосскому и батскому ярусам. Верхние члены разреза содержат формы, переходные к верхней юре (келловей), что, вероятно, может свидетельствовать о едином бассейне и непрерывности седиментации в средне- и позднеюрское время. Так, в юго-западной части горного Крыма, в заливе Мегало-Яло и

бухте Ласпи, а также между мысами Айя и Сарыч, флишеподобная толща переслаивающихся сланцевых глин, мелкозернистых полимиктовых песчаников и темно-серых глин с конкрециями красно-бурых сферосидеритов, по данным Д.П.Стремоухова [1894], содержит сверху фауну бат-келловейского возраста.

Такое же постепенное омоложение фауны от среднеюрской до верхнеюрской известно в восточной части Крыма. Здесь на участке от мыса Чиик-Атлама вдоль подножия Янышарского хребта до с. Планерское и на п-ове Меганом толща чередующихся темно-серых глин, мелкозернистых песчаников и сидеритов, мощностью свыше 400 м, отвечает по фауне переходному возрасту от бата к келловею.

Ассоциации пород **верхней юры**, представленные преимущественно флишевыми сериями, также широко распространены 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 Крымских гор. Один из пунктов, где наиболее детально описан разрез яруса, находится в районе горы Перчем. Здесь, как отмечалось выше, осадки келловея постепенно сменяют среднеюрский флиш и, в свою очередь, перекрываются песчано-глинистой флишеподобной толщей оксфордского яруса.

По фауне аммонитов, белемнитов и фораминифер Е.А.Успенская расчленяет отложения горы Перчем на нижне-, средне- и верхне-келловейские. Нижнекелловейские отложения состоят из чередующихся слоев полимиктовых песчаников и песчаных органогенно-обломочных известняков мощностью 135 м. Среднекелловейские осадки представлены аргиллитами с караваеобразными конкрециями сидеритов, переслаивающихся с оолитовыми известняками. Мощность их 25 м. Выше следует толща серовато-зеленых аргиллитов, песчаников и оолитовых известняков, содержащих аммониты верхнего келловея. Мощность толщи 40 м. Общая мощность келловейского яруса 200—250 м.

Флишеподобный разрез верхнего отдела юры наращивает кверху *оксфордский* ярус. Непосредственно к югу и юго-востоку от описанного выше пункта, в районе г. Судака и на п-ове Меганом, оксфордские отложения представлены переслаиванием зеленовато-серых алевритистых глин, фиолетово-серых мелкозернистых слабоизвестковистых песчаников, темно-фиолетовых известняков с конкрециями сидерита. Для толщи характерны невыдержанность слоев по простираению, ритмичный характер накопления, присутствие пластов плитчатых глин значительной мощности, наличие крупных одиночных и колониальных кораллов и водорослевых рифов (горы Сокол, Хоба-Кая и др.). Мощность этих 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 свидетельствуют о сравнительно спокойном режиме их накопления, скорее всего соответствующем области континентального склона.

Отложения *кимериджского* яруса постепенно сменяют оксфордские. Наиболее отчетливо такой переход устанавливается в районе г. Суда-

ка. Здесь на южном склоне Токлукского хребта на глинах с оксфордской фауной залегают плотные зеленовато-серые (на выветрелой поверхности — пепельно-серые) глины с маломощными ритмично повторяющимися прослоями сидеритов и горизонтами песчаников. Выше глин располагается толща чередующихся зеленовато-серых глин, органогенных известняков и песчаников. Заканчивается разрез глинами, содержащими 30–40-сантиметровые прослои серых разнозернистых песчаников. Общая мощность отложений кимериджа здесь около 950 м.

Титонские отложения также представлены флишем, однако его состав становится более карбонатным. Это в целом однообразная мощная (до 2500 м) толща ритмично чередующихся слоев обломочных известняков, песчаников, глин и глинистых сидеритов. Количественные соотношения мощностей слоев всех этих разновидностей пород весьма изменчивы. Прослои обломочных известняков, песчаников и глинистых сидеритов обычно маломощны (первые сантиметры, редко более 10–20 см), но достаточно выдержаны по простиранию. Встречаются, правда, отдельные слои известняков мощностью 1,5–2 см. Глины, как правило, преобладают в разрезе титона. Мощность прослоев их иногда достигает нескольких метров. Среди них изредка обнаруживаются линзы и горизонты гравелитов, мелкогалечных конгломератов, органогенно-обломочных известняков. Ближе к кровле яруса глины становятся известковистыми, количество прослоев других пород в них сокращается, и постепенно титонский флиш сменяется существенно карбонатным флишем валанжина.

На востоке горного Крыма в основании титонского флиша залегают горизонт грубых конгломератов, содержащих обломки песчаников, известняков, кристаллических сланцев, кварца и вулканогенных пород. Мощность его изменяется от нескольких метров до первых сотен метров. Горизонты конгломератов и грубозернистых песчаников, а также грубообломочных известняков брекчий встречаются и внутри толщ флиша.

В пределах Ай-Петринской, Ялтинской яйл и Караби-Яйлы разрез титона представлен грубослоистыми и массивными светлыми известняками, выше которых обнажаются ритмично переслаивающиеся между собой пелитоморфные и глинистые известняки, зеленоватые карбонатные глины и серые песчаники. Общая мощность образований здесь достигает 2400–2600 м. Большая мощность отложений, наличие хотя и слабо выраженной ритмичности наслонения позволяют с некоторой долей условности относить их к породным ассоциациям геосинклинального типа. При этом вовсе не исключается возможность формирования подобных осадков и в шельфовой зоне моря.

Породы нижнего мела слагают в основном склоны, а местами заходят в пределы Главной гряды. Они представлены чередованием однообразных слоев известковистых глин, содержащих прослои ленточных мергелей, известняков, алевролитов, песчаников и конгломератов (см. рис. 1, А). Среди них присутствуют и туфогенные породы. В составе нижнего мела выделяются все ярусы: валанжинский, готеривский, барремский, аптский и альбский. Однако сходство литологического состава на границах ярусов заставляет описывать эти отложения (чаще они и описываются) как нерасчлененные валанжин-готеривские, готерив-барремские, баррем-аптские и т.д. Кроме того, непрерывность осадконакопления подчеркивается переходным характером ископаемой фауны на границах стратиграфических подразделений. Постепенный переход ха-

рактен, как отмечалось выше, и для смены юрских (титонских) флишеидных отложений валанжинскими.

В основании *валанжина* (берриас) выделяются темно-серые алевритистые глины с прослоями обломочных известняков, известковистых песчаников и сидеритов. Последние присутствуют и в виде конкреций. Такие разрезы характерны для бассейна рек Тонас и Кучук-Карасу (рис. 3). Мощность отложений здесь достигает 400—500 м.

Выше разрез валанжина, а также нижней части *готерива* наращивается толщей известковистых глин и песчаников, содержащей несколько горизонтов валунных конгломератов. В обломках последних присутствуют преимущественно титонские известняки. Встречаются, правда, крупные гальки валанжинских песчаников, кристаллических сланцев, диоритов и др. В бассейне р. Тонас самый нижний глыбовый горизонт имеет мощность 100 м (см. рис. 3). Выше него, по данным В.А. Успенской, залегают оливково-серые алевритистые и известковистые глины, переслаивающиеся с обломочными известняками и глинистыми сидеритами, а также невыдержанными пластами и линзами валунных конгломератов. На водоразделе рек Тонас и Кучук-Карасу верхняя часть валанжина и нижний готерив сложены исключительно глыбовыми конгломератами, валуны и окатанные гальки которых представлены известняками, песчаниками, кварцитами и кварцем. Их мощность 200 м.

Восточнее, в долине р. Кучук-Карасу, разрез сложен известковистыми глинами мощностью до 500 м, с горизонтом грубых конгломератов. Наиболее отчетливый флишевый характер осадки валанжин-готерива обнаруживаются в верховьях р. Индол, в долине р. Биюк-Карасу (южнее г. Белогорска), в районе г. Феодосии. Здесь можно наблюдать полные ритмы, которые начинаются с конгломератов и заканчиваются глинами. Толщина ритмов изменчивая: от нескольких сантиметров до нескольких метров. В последнем пункте обнажается непрерывный разрез флишевой толщи верхней юры — нижнего мела. На границе отделов встречаются прослой (1—1,5 м) мергелей, содержащих фауну, переходную от титона к валанжину.

На западе горного Крыма в составе верхней части валанжина — нижней части готерива выделяются толщи известковистых глин и песчаников. В пределах Байдарской и Варнаутской долин они представлены внизу глинами с прослоями брекчиевидных известняков, мергелей, песчаников и сидеритов. В подошве залегает горизонт обломочных пород с крупными неокатанными глыбами верхнеюрских известняков. Выше располагается толща рыхлых песчаников, сменяющихся красноватыми брекчиевидными и белыми пелитоморфными известняками и мергелями мощностью 100—140 м. Общая мощность валанжин-готеривских отложений составляет 350 м.

На водоразделе рек Бельбека и Черная нижний мел начинается конгломератами. Выше залегают глинистые песчаники с прослоями известняков, мергели с прослоями песчаников и конкрециями сидеритов общей мощностью 200 м. Возможно, этому же интервалу возраста отвечает 150-метровая толща рыхлых конгломератов, слагающих водоразделы рек Альмы и Салгира, Большого и Малого Салгира.

Верхний готерив — *низы баррема* представлены толщей обломочных пород, выделенных Г.А. Лычагиным в мазанскую свиту. Среди них присутствуют конгломераты, гравелиты, песчаники с косой слоистостью, алевролиты, глины. Иногда встречаются биогермные известняки. Мощность отложений достигает 300 м. Конгломераты состоят в основном

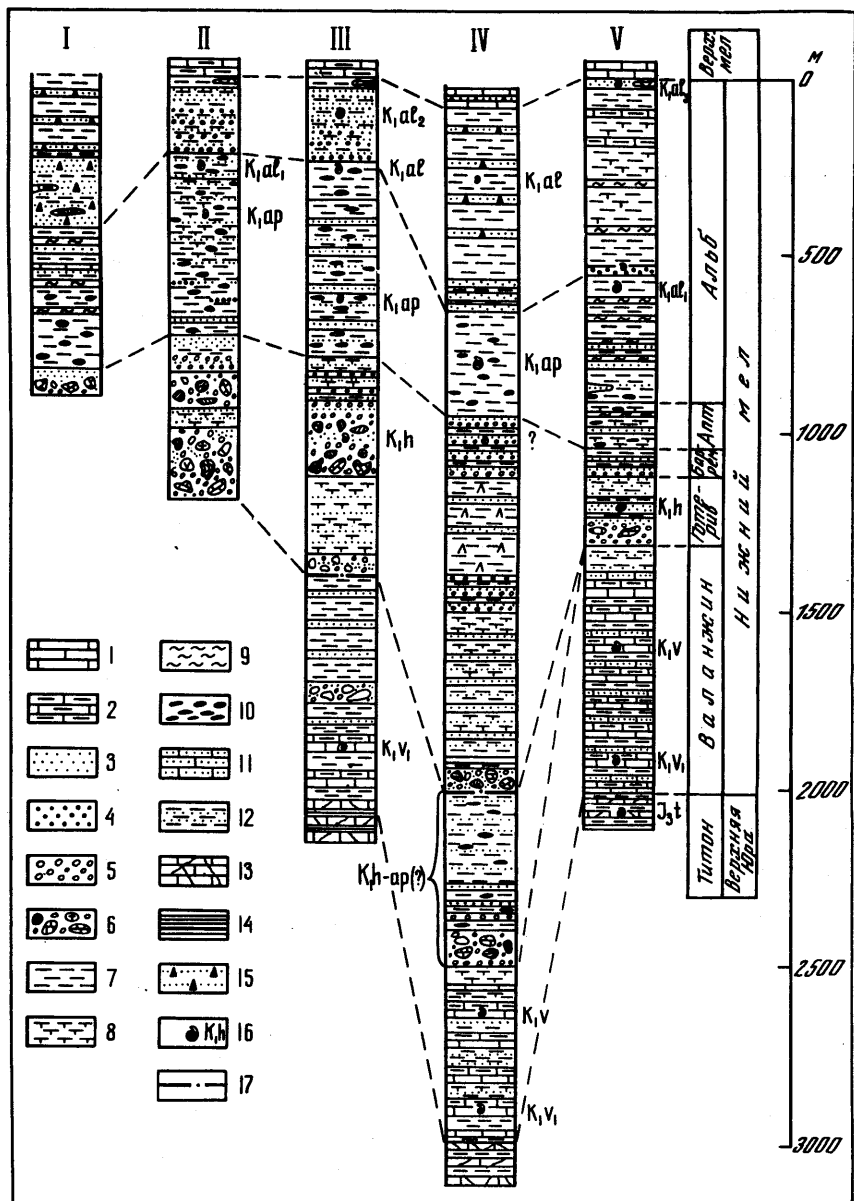


Рис. 3. Схема сопоставления нижнемеловых отложений восточной части горного Крыма (составлена по данным Е.А. Успенской)

1 — известняки; 2 — мергели; 3 — пески и песчаники; 4 — гравелиты; 5 — конгломераты; 6 — глыбовые конгломерато-брекчии; 7 — глины; 8 — глины известковистые; 9 — алевролиты; 10 — сидериты; 11 — песчаники известковистые; 12 — глины песчанистые; 13 — известняки брекчиевидные и обломочные; 14 — аргиллиты; 15 — песчаники с глауконитом; 16 — места обнаружения фауны; 17 — тектонические границы. Разрезы: I — р. Салгир, II — р. Карасу, III — р. Тонас, IV — р. Кучук-Карасу, V — с. Грушевка

из кварцевой гальки, а также разнообразных песчаников, кварцитов, цементированных песчано-известковистым материалом. В конгломератах включены остроугольные глыбы кварц-полевошпатовых кварцито-видных песчаников, серицит-кварцевых и хлорит-серицитовых сланцев, кварцевых диоритов и плагноклазовых порфиритов. Местами в большом количестве присутствуют валуны верхнеюрских известняков. Наибольшая мощность таких конгломератов, достигающая 225 м, устанавливается по р. Тонас (см. рис. 3). Западнее и восточнее этого пункта конгломераты замещаются песчанистыми глинами, чередующимися с пачками конгломератов. Такие же разрезы отмечаются в верховьях р. Кучук-Карасу, у с. Земляничного на других участках восточной и центральной частей северных отрогов Главной гряды. Мощности отложений примерно одинаковы.

Баррем-аптские отложения повсеместно представлены глинами с сидеритом. Их мощность достигает 250 м в Салгирской котловине и 450 м в Белогорском районе (по р. Биук-Карасу). В Салгирской котловине в основании глин обнажаются маломощные конгломераты с глыбами известняков.

Выше по разрезу глины апта постепенно сменяются слабопесчанистыми глинами с гнездами тонкозернистого песка с крупными конкрециями сферосидеритов нижней части *альбского* яруса. В верховьях р. Индол, у с. Курского, разрез альба начинается песчаными глинами, переходящими в зеленовато-серые песчаники. Мощность 80 м. Далее следует флишеподобная толща, сложенная чередующимися серыми глинами и мелкозернистыми кварц-глауконитовыми песчаниками. Ее мощность 100 м. Выше флишевой пачки залегают слоистые темно-серые глины с включениями рыхлых песков. Общая мощность всей толщи у с. Курского достигает 450 м. Толща покрывается темно-серыми глинами и песчаниками, частью туфогенными мергелями и туфопесчаниками мощностью свыше 500 м. В основании встречаются линзы конгломератов.

Сходный состав и такую же мощность имеют альбские отложения в районе г. Белогорска (реки Тонас и Кучук-Карасу). Здесь, по данным Е.А.Успенской, они подразделяются на два горизонта. Нижний сложен черными глинами с караваеобразными включениями сидеритов, верхний состоит из чередующихся слоев песчаников и оливково-серых песчанистых глин (см. рис. 3).

В Салгирской котловине альбские отложения представлены внизу также темно-серыми слоистыми глинами с ритмично повторяющимися слоями тонкозернистых полевошпатовых песчаников и алевролитов. Выше следуют вначале серые, а затем оливковые глины с редкими прослоями рыхлых песков и песчаников.

Описанные верхнеготерив-альбские отложения отнесены к ассоциациям пород континентального склона не совсем уверенно. Основанием для такого мнения послужили значительная мощность осадков и их в какой-то степени ритмичный характер накопления. Однако нельзя исключать и их шельфовое или по крайней мере близшельфовое образование, ибо к началу этого времени тектонические покровы мезозойских геосинклинальных масс наиболее значительно приблизились к территории современного Крымского полуострова. А именно эти образования служили источником сноса для накопления упомянутых стратифицированных толщ.

Выше нижнего мела в разрезе Крыма геосинклинальных образований не обнаружено.

ОТЛОЖЕНИЯ ШЕЛЬФА (ПОРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПЛАТФОРМЕННОГО ТИПА)

Анализ встречающихся в Крыму породных ассоциаций показал, что начиная с верхней части нижнего карбона и кончая неогеном здесь существовали шельфовые условия накопления осадков. Последние представлены маломощными пачками терригенных и карбонатных пород, часть из которых присутствует в рифовых фациях (см. рис. 1). Наиболее полно шельфовые отложения изучены 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 органогенных (с фораминиферами и водорослями) известняков в долине р. Бодрак (с. Трудолюбовка), по данным А.Д.Миклухо-Маклая, содержит фораминиферы раннего — среднего карбона. Многочисленные мелкие глыбы, обнажающиеся вдоль р. Салгир, напротив сел Лозовое и Марьино, также сложены однообразными серыми известняками с фораминиферами конца раннего и начала среднего карбона. Такой же возраст обнаруживают слоистые известняки, встречающиеся в обломках конгломератов юры и мела.

Пермские породы распространены в несравненно большем количестве пунктов, нежели каменноугольные. Их обнажения встречаются в горном Крыму в виде гигантских по размерам глыб совместно с валунами лейасовых, триасовых, а также карбоновых известняков чаще среди флиша таврической серии. Породы представлены серыми, светло- и темно-серыми известняками массивными, брекчиевидными, иногда слоистыми, участками насыщенными богатой органикой (брахиоподами, мшанками, фораминиферами, водорослями и пр.).

Наиболее крупная (длиной 90 м) из таких глыб находится на правом берегу Симферопольского водохранилища (с. Салгир). Известняки, слагающие ее, содержат, по заключению О.Г.Туманской и А.Д.Миклухо-Маклая, комплекс фораминифер позднепермского возраста.

Другой значительный (несколько десятков метров в длину) выход пермских известняков рифогенного облика отмечен по р. Марте. Породы здесь слагают скалу Кичхи-Бурну, вдавленную в глины средней юры.

Глыбы и обломки нижне- и верхнепермских известняков в долине р. Альмы, близ с. Дровянки, а также в долине р. Бодрак, у с. Новый Бодрак, описаны А.С.Моисеевым [1930]. Пермский комплекс фузулиид обнаружен в гальках и валунах известняков по р. Малый Салгир, у д. Покровское и в конгломератах района г. Ялты, где последние слагают юрскую часть таврической серии [Миклухо-Маклай, Муратов, 1958].

Отложения пермской системы вскрыты некоторыми скважинами в пределах равнинной части Крыма. Они представлены красно- и пестроцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками с редкими прослоями вулканогенных пород. По данным В.М.Муратова и др. [1968], эти образования сравниваются с молассой пермо-триаса Ясенского разреза Предкавказья.

В северо-восточном Присивашье, в районе с. Новоалексеевка и г. Генческа, на Рылеевской, Глебовской, Красноперекопской, Бакальской

Крыма среди сланцев верхнего триаса — нижней юры. Наиболее крупная из них описана А.С.Моисеевым [1930] у д. Бешуй, расположенной на левом берегу в 1 км от р. Альмы. На дне оврага, спускающегося к реке, скалой возвышаются массивные мраморовидные красновато-серые известняки с фауной брахиопод рэтского яруса триаса. Выход их прослеживается на 110 м при ширине и высоте 20 м. Здесь же и чуть выше, на склоне оврага, встречаются мелкие валуны и обломки таких же известняков, содержащих аналогичный комплекс органики.

Нижнеюрские отложения в пределах равнинного Крыма встречаются лишь в одном пункте, у д. Новоалексеевка (Северное Присивашье). Они представлены серыми песчаниками с прослоями глин общей мощностью 60 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 платформенного типа нижней юры известны и в горном Крыму (деревни Петропавловка и Бешуй, пос. Теплый, склоны вершин Яман-Таш и Чингене-Тепе, окрестности г. Ялты и др.). Они встречаются в виде аллохтонных глыб во флише таврической серии, слагают обломки в среднеюрской олистостроме и представлены известняками и песчаниками [Моисеев, 1930]. Известняки имеют светло-серую и темную, иногда с розоватым оттенком окраску, часто битуминозные, насыщены многочисленными прожилками кальцита. В некоторых разностях обнаруживаются тонкие прослои черных углисто-глинистых сланцев, в других присутствуют зерна кварца. В последнем случае они могут переходить по простиранию в известняковые песчаники и аркозы.

Фауна в породах представлена в основном брахиоподами, характеризующимися в большинстве случаев среднелейасовый возраст отложений. Однако А.С.Моисеев [1930] находил среди них отпечатки, характерные для нижнего лейаса.

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

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

Северо-восточнее г. Старый Крым, возле деревень Гончаровка, Тамбовка и Мошкарево, рядом скважин вскрыт следующий разрез верхней юры (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Конгломераты красно-бурые и лиловые, разногалеchnые, с прослоями крупнозернистых буровато-серых песчаников.	260
2. Пестроокрашенные песчаники, переслаивающиеся с такого же цвета глинами и буроватыми известняками.	350—370
3. Известняки органогенно-обломочные, содержащие прослои конгломерато-брекчий и темно-серых известковистых глин и мергелей	около 600

Верхняя карбонатная пачка пород встречена скважинами у с. Кричички и по р. Сухой Индол.

и других площадях, а также на Сарыбашевской структуре, скважинами вскрыты: внизу — тонкопереслаивающиеся зеленовато-серые гравелиты, песчаники, алевролиты и аргиллиты (300 м), вверху — пестроокрашенные гравелиты и мелкогалечные конгломераты (300 м). В составе обломков присутствуют граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, алевролиты, песчаники, известняки, базальты и спилиты. Существенно карбонатный разрез известен по скважинам Березовской площади и в районе г. Евпатории. Здесь выделяются мергели, доломиты, доломитизированные известняки, иногда органогенные и оолитовые, переслаивающиеся с песчаниками, алевролитами, кварц-карбонатными сланцами. В породах удалось обнаружить плохой сохранности отпечатки остракод, криноидей, водорослей и фораминифер. Определения фораминифер позволили Я.И. Коломиец условно отнести эти отложения к верхней перми. При этом не исключается и более молодой, триасовый их возраст. Мощность пород около 250 м. Залегание слоев по керну под углами 30–35°.

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 известковистых. Возраст этих образований по комплексу растительных остатков устанавливается как позднепалеозойский. Возможно верхняя их часть относится к триасу.

Палеонтологически охарактеризованные отложения платформенного типа мезозоя известны начиная со среднего триаса. В их составе, по данным бурения скважин Татьяновской площади, выделяются аргиллиты черные, слюдистые, неравномерно алевропесчанистые, с линзами (1–10 см) серых глинистых мелко- и среднезернистых олигомиктовых песчаников. Аргиллиты хлорит-гидрослюдистого состава, с примесью кремнистого материала. В них С.И. Пастернак определена *Daonella lommeli Mojsisovics*, характерная для среднего триаса. Вскрытая здесь мощность пород 75 м. Угол наклона слоев их по керну 6–7°. Предположительно среднетриасовые отложения вскрыты скв. 1 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 триас известен у с. Новофедоровки, южнее г. Саки. Скважиной здесь вскрыты темно-серые известковистые аргиллиты с прослоями алевролитов и известняков, содержащих фауну карнийского яруса. Условно к триасу А.Е. Каменецкий относит глинистые сланцы, вскрытые в интервале 2035–2175 м (забой) скв. 5-Р на Гончаровской площади.

По данным И.О. Рогозы 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 К-Аг методу 196–258 млн. лет. По заключению названных авторов, верхняя часть разреза (скв. 1 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 Бейсугской, Каневской и других разведочных площадей на побережье Западного Предкавказья.

В составе верхнего триаса широко развиты и карбонатные породы, глыбы которых в аллохтонном залегании встречаются в горной части

В позднеюрском периоде широко развиты молассовые отложения. Они сложены толщей конгломератов, названных байраклинскими, мощностью около 1500 м. Обломочный материал в них представлен известняками палеозойского возраста, различными магматическими породами, метаморфическими сланцами хлорит-серцитового состава, кварцевыми песчаниками. Обломки имеют различные размеры и форму, а также неодинаковую степень окатанности. Встречаются здесь и валуны очень крупных размеров. Цемент в породе имеет кварц-карбонатный состав. Цвет конгломератов красновато-лиловый в нижней части разреза, кверху приобретает пеструю окраску, преимущественно серых тонов.

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. Эти толщи залегают повсеместно в виде аллохтонных блоков среди мезозойских пород геосинклинального типа.

Нижнемеловые отложения платформенного типа широко распространены в Крыму и достаточно подробно освещены в литературе [Лычагин, 1958, 1969; Друшиц, Янин, 1959; Каменецкий, 1963; Богаец и др., 1974; Григорьева, 1975; 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. Они сложены главным образом терригенными породами: глинами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, реже известняками (рис. 4). 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 районе Зуи и Мазанки *валанжинский* ярус слагают красочные конгломераты и гравелиты, сменяющиеся выше песчаниками, аргиллитами и известняками, мощностью 9–12 м. Западнее, в скважинах Новоселовской и Сакской площадей, он представлен пестроцветными глинами, алевролитами, песчаниками с прослоями известняков и гравелитов общей мощностью 50 м. Аналогичный состав валанжина отмечается и к востоку, в районе Старого Крыма (Тонасская и Бельбекская площади). В Тамбовских скважинах отложения этого возраста имеют максимальную для Крыма мощность — около 500 м. В составе валанжинского яруса здесь развиты: внизу — песчаники, в основании гравийные, переслаивающиеся с аргиллитами и мергелями, вверху — органично-детритовые известняки с прослоями мергелей, известковистых глин, аргиллитов и песчаников.

Готеривский ярус речен в значительно большем количестве пунктов, чем валанжинский. Его слагают конгломераты, песчаники и аргиллиты. Изредка встречаются прослои мергелей и известковистых песчаников. Мощность отложений готерива увеличивается от 25–65 м в центральной части Крымского полуострова (села Мазанка, Долиновка, Красногвардейская скв. 2) до 140 м в северном (Нижнегорская скв. 6) и 235 м в восточном (с. Литвиненково) направлениях.

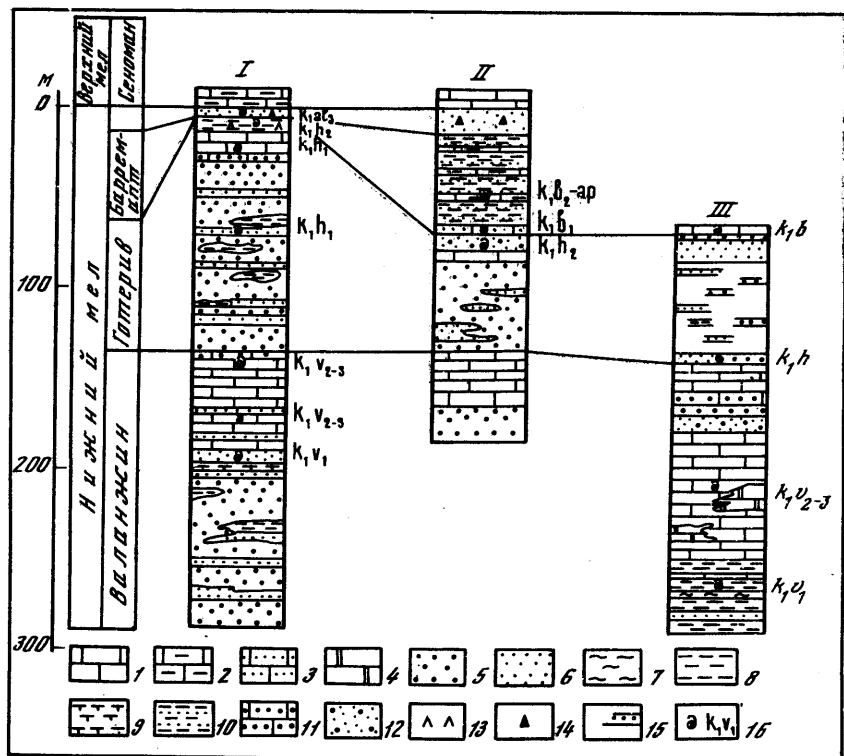


Рис. 4. Схема сопоставления нижнемеловых отложений платформенного типа западной части горного Крыма (по данным А.А. Шаля)

1 — известняки; 2 — мергели; 3 — известняки песчанистые; 4 — известняки биогермные; 5 — конгломераты; 6 — песчаники; 7 — алевролиты; 8 — глины; 9 — глины известковистые; 10 — глины песчанистые; 11 — известняки с галькой кварца, переходящие местами в конгломераты; 12 — песчаники с единичными включениями галек; 13 — сульфаты; 14 — глауконит; 15 — высыпки конгломератов; 16 — места обнаружения фауны и ее возраст. Разрезы: I — р. Бельбек, II — с. Высокое, III — р. Бештерек

К западу готеривские, точнее верхнеготеривские, отложения неразрывно связаны с барремскими и характеризуются обычно совместно. Они представлены мелко- и среднезернистыми, часто косослоистыми песчаниками, алевролитами и глинами с сидеритом и лигнитом. Мощность их варьирует от 25–45 м у г. Евлатории и 60 м в районе г. Саки до 90 м в Красногвардейской скважине, на Восточно-Джанкойской и Славянской площадях, а также в Присивашье (с. Новоалексеевка).

Отложения верхнего готерива-баррема обнаружены и в пределах горного Крыма. На западе, в долинах рек Качи и Бельбека, а также в районе с. Счастливое, они представлены конгломератами, песчаниками и известняками общей мощностью 70–80 м, залегающими трансгрессивно на подстилающих отложениях. Известняки в верхних частях разреза обычно красноцветные, мергелистые. Их мощность 2–3 м.

Образования барремского яруса, по данным А.Е. Каменецкого [1963], установлены в Красногвардейской скв. 2, где они представлены гравелитами, песчаниками и алевролитами мощностью около 70 м.

Западнее, на Тарханкутском полуострове (Крыловская, Октябрьская площади), выделяются лишь верхнебарремские отложения. Это песчаники, алевролиты и аргиллиты мощностью 14 м.

К юго-востоку от Красногвардейской скважины, в Нижнегорской скв. 6, развиты также только верхнебарремские породы, представлены алевролитистыми аргиллитами с редкими прослоями песчаников и алевролитов, мощностью 90 м.

Аптский ярус присутствует почти повсеместно. В горном Крыму его слагают глины с сидеритами мощностью до 500 м. В равнинной части Крыма апт представлен внизу преимущественно песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов, глин, реже известняков, верхнюю исключительно глинами (Октябрьская, Елизаветовская, Славянская, Стрелковская и другие площади). Их общая мощность 150 м. К югу от Тарханкутского полуострова, в районе г. Евпатории, она уменьшается до 80–85 м, на Сакской площади — до 35–40 м. Здесь аптские отложения состоят в основном из глин с прослоями алевролитов, песчаников и известняков.

Альбские образования в большинстве разрезов описываются совместно с аптскими, с которыми неразрывно связаны. В составе апт-альба выделяются песчано-алевролитовые, глинистые и эффузивные толщи общей мощностью более 500 м на юге, которая в северном направлении уменьшается до 150–200 м (Балашовская площадь в Присивашье). В районе Джанкоя, Славяновки и Стрелкового отложения апта и альба представлены алевролитами и песчаниками с глауконитом и имеют линзовидно-волнистую слоистость. Нередко в их цементе присутствует карбонатный материал. Среди описываемых образований встречаются пачки кремнистых пород, туфов и туффитов, достигающих мощности 400–1000 м. Наиболее значительная мощность вулканогенных пород отмечена в разрезе Орловской площади. Последние расчленены на нижнюю толщу (свыше 450 м), сложенную андезитовыми порфиритами, и верхнюю (900 м), представленную переслаивающимися лавами, туфами, туфобрекчиями и аргиллитами. Обе толщи по возрасту относятся к альбу.

В районе г. Саки такого же возраста отложения сложены черными и темно-серыми вязкими глинами с прослоями светло-серых мергелей и песчанистыми аргиллитами, сменяющимися ближе к основанию разреза кварцевыми песчаниками и песками с глауконитом. Мощность их около 300 м.

Севернее, у оз. Сасык, апт-альбские отложения пройдены скважиной в интервале 415–1013 м. Нижнюю часть (78 м) аргиллитов и кварц-глауконитовых песчаников обычно относят к апт-альбским отложениям. Верхняя же, существенно альбская часть представлена чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников.

Верхнемеловые отложения широко развиты в пределах равнинного Крыма, где вскрыты многочисленными скважинами. Они встречаются и в обнажениях вдоль предгорий Крыма. Небольшие по площади выходы их имеются на Тарханкутском и Керченском полуостровах. Эти отложения представлены толщами известняково-мергельного и песчаного состава. 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].

Сеноманский ярус сложен главным образом мергелями темно- и светло-серыми, внизу чаще песчанистыми (местами в основании присутствуют маломощные слои песчаников и конгломератов), вверху мелоподобными, с пачками светло-серых и белых известняков. Среди них встречаются прослои органогенно-детритовых и окремнелых мергелей. Общая мощность пород от 15–20 до 400–600 м. Максимальные ее величины приурочены к Тарханкутскому полуострову.

Туронский ярус слагает в нижней части светло-серые и белые мергели, связанные постепенным переходом с верхнесеноманскими, в верхней — белые мелоподобные известняки, брекчиевидные, с конкрециями кремней. Мощности отложений в предгорьях Крыма колеблются от 15–20 м (реки Черная и Бодрак) до 60–75 м (Белогорский район). В разрезах с минимальной мощностью осадков среди известняков встречаются прослои песчаников и конгломератов (долина р. Черной).

В пределах равнинного Крыма породы описываемого яруса не отличимы по литологическому составу от коньякских и поэтому чаще рассматриваются совместно. Они состоят из плотных светло-серых и белых тонкокристаллических, прослоями органогенных известняков со стилолитовыми швами. Изредка в породах наблюдаются слойки зеленовато-серых и черных глин. Встречаемая в породах фауна имеет переходный турон — коньякский возраст. Мощности отложений изменчивы: не более 100 м на Керченском полуострове, 250–350 м на Джанкойской структуре и до 500 м в пределах Тарханкутского полуострова.

Отложения *коньякского* яруса в горном Крыму также литологически сходны с подстилающими породами верхнего турона. Это преимущественно белые известняки, иногда несколько окремнелые, часто брекчиевидные, мелоподобные. На р. Черной они содержат прослои песчаников. Мощность не более 10 м.

Породы *сантонского* яруса в горном Крыму обнажаются непрерывной полосой между реками Черной и Альмої, а затем исчезают и появляются вновь уже в Белогорском районе, прослеживаясь до с. Топлевки. Кроме того, они обнажены у г. Феодосии (Белый яр). Отложения представлены белыми и светло-серыми мергелями, содержащими миллиметровые слойки зеленовато-серых их разностей. В породах встречаются отпечатки плохой сохранности морских ежей, лилий и губок. Из органических остатков наиболее представительны фораминиферы. На р. Черной среди мергелей присутствуют прослои песчаников и конгломератов. Мощность отложений 30–70 м.

В пределах равнинной части Крыма сантонский ярус сложен однообразной толщей светло-серых микрозернистых, прослоями органогенно-детритовых известняков. Мощности их возрастают с востока на запад от 30 (с. Мошкарево) — 75 м (у г. Джанкоя) до 220–320 м (Тарханкутский полуостров).

Отложения *кампанского* яруса широко развиты в юго-западной и центральной частях предгорий Крыма. Они представлены мелоподобными и голубовато-серыми мергелями и известняками с конкрециями кремней. Среди них встречаются миллиметровые прослои зеленовато-серых глинистых мергелей и глин. Максимальная их мощность — 160 м — установлена в долине р. Бельбек.

На территории равнинного Крыма в основании кампанского яруса обычно выделяется 40–50-метровая пачка серых тонкозернистых известняков, сменяющихся вверх белыми аналогичными, обнажающимися

в предгорье известняками, содержащими редкие прослои мергелей и глин. В районе г. Джанкоя в составе отложений кампана увеличивается количество глинистого материала, частыми становятся слои мергелей, темнеет окраска пород. Южнее и юго-восточнее названного пункта верхние части кампанского яруса сложены серыми и темно-серыми алевритистыми мергелями (Нижнегорская площадь). Такие же осадки встречены скважинами в Присивашье.

Мощности кампанских отложений в равнинном Крыму составляют 40 км на Керченском полуострове, 90–200 м — в районе с. Новоселово, 400 м — западнее г. Джанкоя и около 60 м — на Тарханкутском полуострове.

Маастрихтский ярус широко представлен как в горном Крыму, так и в равнинной его части. Его слагают внизу серые песчанистые мергели, на поверхности выветривания приобретающие обычно голубовато-желтовато-серую окраску, аверху известковистые песчаники с обильной фауной белемнитов и фораминифер. В основании разреза в некоторых пунктах горного Крыма (с. Курское, район г. Феодосии и др.) встречаются горизонты с обломками и глыбами размытых туронских, сантонских и кампанских пород. Мощность маастрихта здесь не более 120–130 м. Максимальная мощность его — 300–600 м — установлена на широте Джанкоя — Тарханкутский полуостров. К югу (Евпатория, Саки) она уменьшается до 65–140 м, к северу (с. Чаплинка) — до 150 м.

Датские отложения начинаются зеленовато-серыми глауконитовыми песчаниками и песчанистыми мергелями, сменяющимися вверх желтовато-серыми очень крепкими (с включениями жемчужной) известняками, содержащими многочисленные остатки мшанок и криноидей. Мощность их колеблется от 15–35 м на юго-западе и востоке предгорного Крыма до 65–200 м в пределах Тарханкутского полуострова.

Палеогеновая система представлена в Крыму с наибольшей полнотой и всеми тремя отделами: палеоценом, эоценом и олигоценом. Отложения нижнего отдела — палеоцена — подразделяются на инкерманский и качинский ярусы.

Выходы на поверхность пород *инкерманского* яруса приурочены к северным склонам предгорий Крыма от Инкермана до г. Феодосии. Кроме того, они вскрыты многочисленными скважинами в равнинном Крыму. Отложения яруса повсеместно неразрывно связаны с датскими и сложены такими же мшанково-криноидными известняками с обильными остатками моллюсков, кораллов, мшанок и фораминифер.

Мощность отложений датского яруса колеблется в основном в пределах 20–40 м (в районе Бахчисарая — 15 м). Резко увеличенная до 200–300 м их мощность отмечена в окрестностях г. Белогорска (с. Топлевка) и на Октябрьской структуре.

Отложения верхнего палеоцена — *качинского* яруса — имеют несколько различный литологический состав в разных участках Крыма. Выходы их в основном приурочены к тем же местам, что и пород инкерманского яруса. В его составе на юго-западе развиты светло-серые глауконитовые песчанистые мергели мощностью 0,5–28 м; в восточной части предгорья — зеленовато-серые алевритистые известняки, мергели и кремнисто-известковистые алевролиты мощностью 50–75 м; в районе с. Гончаровки — черные глины с розитом, с прослоями алевролитов и песчаников общей мощностью 20–30 м; в пределах Тарханкутского полуострова — серые мергели с прослоями мелкозернистых песчаников и глин мощностью до 200 м.

Эоценовые отложения повсеместно выходят на дневную поверхность в предгорной части Крыма в тех же пунктах, что и палеоценовые, а также вскрываются скважинами в равнинном Крыму. В составе эоцена выделяются бахчисарайский, симферопольский, бодракский и альминский ярусы.

Породы *бахчисарайского* яруса, по данным А.М.Волошиной и Г.И.Немова [1969], залегают трансгрессивно на подстилающих отложениях палеоцена и верхнего мела. На западе они представлены зеленовато-серыми известковистыми, в нижней части глауконитовыми глинами, на востоке — глауконитовыми известняками. Максимальная мощность их 200 м.

Для отложений *бахчисарайского* яруса характерна закономерность в распределении фаций осадков: глины, развитые на юго-западе территории Крыма, к северу, северо-востоку и востоку постепенно замещаются карбонатными породами, вначале мергелями, затем известняками. При этом повсеместно в них присутствует примесь псаммитового материала с глауконитом.

Отложения *симферопольского* яруса представлены нуммулитовыми известняками с 5–6-метровым слоем в основании светло-серых мергелей, переполненных крупными фораминиферами и моллюсками. Нуммулитовые известняки представляют собой наиболее выдержанный маркирующий горизонт палеогена Крыма. Они на всем протяжении от Инкермана до Белогорска образуют четкую куэсту Предгорной гряды. В пределах равнинной территории известняки становятся песчанистыми, среди них появляются прослои мергелей и глин. В районе Джанкоя, по данным Г.Н.Доленко и др. [1968], в основании яруса выделяются конгломераты и песчаники. Мощности отложений варьируют в основном в пределах 15–60 м.

Бодракский ярус отличается от симферопольского резко иными литологическим составом и комплексом фауны. Его слагают однообразные мелоподобные мелкозернистые, бедные органикой известняки, сменяющиеся вверх светло-коричневыми трепеловидными мергелями. Среди известняков встречаются тонкие прослои глин. Мощности пород колеблются от 60 до 170 м.

Отложения *альминского* яруса представлены в юго-западной части горного Крыма преимущественно серо-зелеными мергелями мощностью до 100 м, на востоке (район Феодосии) — такого же цвета глинами мощностью около 20 м.

В равнинном Крыму альминский ярус составляют светлые зеленовато-серые, иногда мелоподобные неслоистые мергели с прослоями известняков и известковистых глин. Их мощность увеличивается с востока на запад от 30 (с. Гончаровка) до 280 м (Тарханкутский полуостров).

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 ниже- и верхнекерлеутского горизонтов и верхний, объединяющий батисифоновый и кролевский горизонты. 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 г. Сим-

феррополя, где выделяется лишь ее нижняя часть. Верхние члены разреза, вероятно, оказались размывтыми перед отложениями среднего миоцена.

Планоробеловый горизонт сложен серыми известковистыми глинами, переслаивающимися с косослоистыми песчаниками. Мощности прослоев изменяются от нескольких сантиметров до 4—5 м. Общая мощность горизонта на Керченском полуострове составляет 220—450 м, западнее, в районе Джанкоя — до 350 м, на Тарханкутском полуострове — 280 м.

Остраковидный горизонт представлен серыми и темно-серыми оскольчатными известковистыми, местами песчанистыми глинами, которые отчетливо маркируются среди других стратиграфических подразделений майкопской серии, отличающихся безызвестковистостью. Органические остатки широко представлены остракодами. Мощность описываемого горизонта достигает 320 м на Керченском полуострове и 345 м на Тарханкутском, сокращаясь до 80—20 м в центральной части Крыма (г. Джанкой).

Нижне- и верхнекерлеутский горизонты среднего майкопа сложены в основном глинами с конкрециями сидеритов и фосфоритов, заключающих пачки песков и песчанистых глин мощностью от нескольких сантиметров до 15 м. Полная мощность нижне- и верхнекерлеутских отложений, достигающая 1000—1200 м, представлена на Керченском полуострове, в районе с. Новоалексеевки она уменьшается до 150—200 м, а затем на Тарханкутском полуострове вновь увеличивается до 500—600 м.

Батисифоновый горизонт сложен темно-серыми глинами, переслаивающимися с алевролитами и алевролитистыми глинами. Мощность его на Тарханкутском полуострове около 200 м, в районе Джанкоя — 225 м, на Керченском полуострове — 1200 м.

Отложения королевского горизонта представлены темно-серыми с коричневатым оттенком глинами, иногда с псаммитовой примесью. Наиболее развиты они на Керченском полуострове, где их мощность составляет не менее 400 м.

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.

Тарханский горизонт наиболее полно представлен на Керченском полуострове. Его слагают темно-серые и коричневые слоистые глины с прослоями (до 0,2 м) мергелей, по простиранию переходящих в устричники. Мощность тарханского горизонта вдоль побережья Азовского моря уменьшается в направлении с востока на запад и с севера на юг от 100 м до полного выклинивания.

Отложения чокракского горизонта представлены на западе известковистыми глинами, мергелями, песками с многочисленной мелкой галькой ракушечников мощностью 5—15 м, на востоке песчано-глинистыми отложениями мощностью 20—70 м. Однако вдоль восточного края Керченского полуострова в составе чокрака в глинах вновь появляется карбонатный материал. Здесь начинают встречаться прослои мергелей и известняков. Мощность отложений возрастает до 150—200 м (мыс Тархан).

Караганский горизонт на западе Крыма сложен преимущественно органично-детритовыми известняками с тонкими прослоями глин, песков и песчанистых известняков. В основании их залегает известняковый

конгломерат мощностью около 0,5 м. Общая мощность горизонта здесь колеблется в пределах 30–60 м, уменьшаясь к северу до 20–10 м.

В Присивашье и на Керченском полуострове караганский горизонт слагают в основном карбонатные пески и песчаники. Известняки и глины встречаются среди них лишь в прослоях. Однако на востоке Керченского полуострова глинистость пород увеличивается. Они приобретают темно-коричневую и черную окраску и становятся похожими на майкопские отложения. Мощность глинистой пачки 50 м. Общая мощность отложений описываемого горизонта 100–300 м.

Конкский горизонт представлен на западе кавернозными песчанистыми известняками с тонкими прослоями глин и мергелей с многочисленными фолладами, на востоке — глинами мощностью 15–20 м. В пределах Керченского полуострова (на Мысовой, Белокаменной структурах) мощность возрастает до 100–150 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. Отложения залегают, по данным А.Е.Каменецкого и Г.И.Маляво [1969], трансгрессивно на различных горизонтах подстилающих пород и связаны постепенным переходом с конкскими лишь в пределах Керченского полуострова. Мощность верхнемиоценовых отложений 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, свидетельствующие о размыве подстилающих отложений. Мэотический ярус сложен известняками 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, вверх переходящих в сплошные глины.

Общая мощность мэотических отложений 20–60 м, на Керченском полуострове она увеличивается до 100–115 м.

Плиоцен на территории Крыма делится на нижний, средний и верхний подотделы. Нижний включает понтический ярус, средний — киммерийский и куяльницкий, верхний — ачкагыльский и апшеронский.

Отложения *понтического* яруса широко распространены в равнинном Крыму. Они представлены желтыми и желто-бурыми известняками, в нижней части оолитовыми, в верхней — ракушечными, крупнокавернозными, иногда с прослоями мергелей и известковистых глин. Мощности их 5–12 м. В южной части Арабатской Стрелки разрез понтического яруса сложен преимущественно глинами с прослоями мергелей мощностью не более 20 м. На севере Керченского полуострова и вдоль его восточного побережья в составе понта вновь появляются ракушечные известняки, переслаивающиеся с мергелями, глинами и песками, общей мощностью до 30 м.

Киммерийский ярус развит лишь в восточной половине Крыма. Наиболее полные его разрезы вскрываются по берегам Азовского моря и Керченского пролива. Отложения яруса здесь представлены железистыми песками с прослоями оолитовых бурых железняков и серых глин, переполненных моллюсками. Наибольшая мощность этой толщи 100 м.

К *куяльницкому* ярусу, распространенному на тех же участках, что и киммерийский, относится толща голубовато- и зеленовато-серых глин и желтых песков, местами содержащих гальку кварца. На Керченском полуострове среди глин отмечаются включения гипса. Породы тонко-слоистые, бескарбонатные, не содержат железистых образований. Мощность их колеблется от 30 до 60—70 м.

Акчагыльский ярус сложен серыми и зеленовато-серыми песчанистыми и известковистыми глинами с тонкими прослоями кварцевого песка. Общая мощность отложений составляет 15—20 м на западе Крыма, к востоку (по побережью Керченского пролива) увеличивается до 50 м.

Отложения *апшеронского* яруса известны только на Керченском полуострове. Они сложены глинами с прослоями песков и известняков-рашчечников с фауной остракод мощностью 5—15 м.

Четвертичные отложения представлены суглинками, супесями, слагающими древние террасы, и делювиально-пролювиальными осадками областей склонов возвышенностей. Их мощность достигает 20 м.

ТЕКТОНИКА

Структура Крыма отличается чрезвычайно сложным строением. Это касается не только горной области полуострова, что признают все исследователи, но в равной степени относится и к его равнинной территории. В последние годы благодаря проведенному значительному объему бурения в комплексе с геофизическими исследованиями в равнинном Крыму обнаружены многочисленные дизъюнктивные и пликативные дислокации. Первые в большинстве своем отвечают надвигам, прослеживаемым в плане на сотни километров в субширотном направлении. Вторые представлены линейно вытянутыми в таком же широтном направлении складками. Антиклинальные структуры в основном приурочены к лобовым частям надвигов, сопровождая последние на всем протяжении в виде единых приразломных валов. В морфологии складок наблюдается отчетливая асимметрия: прижатые к надвигам крылья имеют, как правило, более крутые углы наклона, нежели противоположные.

Выяснение структуры домеловых отложений и особенно ее соотношения с более молодыми структурными поверхностями представляет на современной стадии изученности достаточную сложность. В условиях крайне слабого освещения геологии глубоких горизонтов бурением исследователи вынуждены прибегать к геофизическим методам. 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, порой принципиально различающихся своим содержанием.

Для выяснения основных особенностей строения региона необходимо прежде всего установить характерные особенности и закономерности размещения развитых в нем геологических формаций. Это позволит выявить последовательность смены геологических событий в пространстве и времени, воссоздать условия их возникновения и развития и, в конечном счете, обосновать схему тектоники рассматриваемой территории.

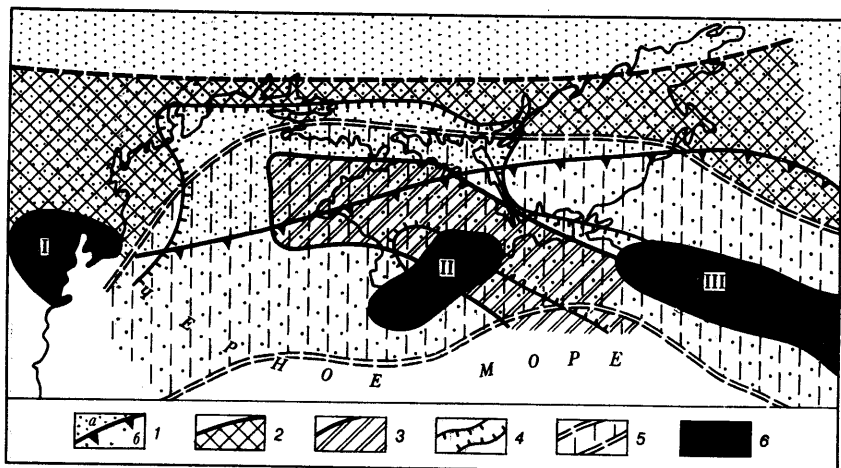


Рис. 5. Тектоническая схема Крыма и прилегающих областей

1 — фундамент архейско-раннепротерозойского (а) и рифейско-палеозойского (б) возраста (показан фронтальный надвиг рифейско-палеозойских образований); 2 — область развития пермо-триасового краевого прогиба и его предполагаемая северная граница; 3, 4 — впадины: 3 — раннемеловая, 4 — позднемеловая; 5 — Майкопский краевой прогиб; 6 — аллохтонные структуры: I — Добруджи, II — Крыма, III — Большого Кавказа

В историко-геологическом плане в Крыму, на этой сравнительно небольшой территории, можно выделить фрагменты структур, созданных почти всеми существовавшими на Земле эпохами тектогенеза. Во-первых, это южное погружение основания Восточно-Европейской платформы, представленного интенсивно дислоцированными кристаллическими породами архея — древнего протерозоя (эпикарелиды), являющимися нижней частью фундамента Крыма. Во-вторых, аллохтонные системы рифейско-палеозойских геосинклинальных образований верхней части фундамента (байкалиды, каледониды, герциниды), перекрытые, в свою очередь, чехлом осадков палеозоя — кайнозоя с типичными платформенными структурными формами: широкими, пологими впадинами и разделяющими их седловинами и поднятиями. В-третьих, аллохтонные покровы сложно деформированных геосинклинальных пород мезозоя горного Крыма (киммериды). И, наконец, область палеоген-неогенового краевого прогиба (альпиды), осложненного региональными надвигами и складчатостью (рис. 5). Рассмотрим особенности строения названных тектонических элементов.

СТРУКТУРА СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ

По данным бурения и геолого-геофизических исследований под осадочным чехлом Крымского полуострова устанавливаются сложно-складчатые интенсивно метаморфизованные образования — фундамент, представленный на севере кристаллическими породами архея — нижнего протерозоя, на юге — геосинклинальными комплексами верхнего протерозоя — палеозоя. Местоположение их границы и характер сочленения между собой остаются еще неясными. Условно линию смены названных комплексов в плане трассируют на основании различия их

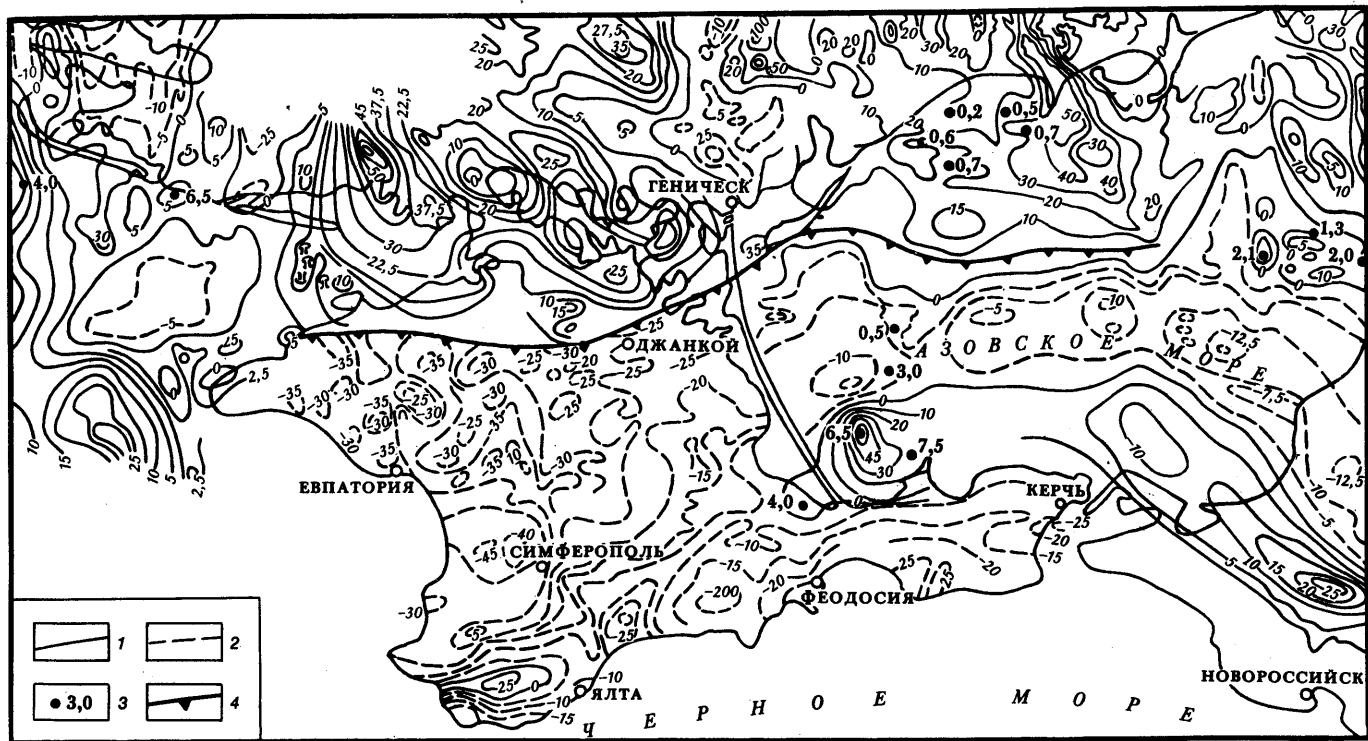


Рис. 6. Карта магнитного поля (по данным А.В. Тесленко, Г.С. Нечаевой, В.В. Нечаева, 1965 г. [Гуревич и др., 1969] с упрощениями)
 1, 2 — изодинамы: 1 — положительных значений, 2 — отрицательных значений; 3 — глубины до кровли возмущающих тел; 4 — предполагаемое местоположение фронта надвига рифейско-палеозойских геосинклинальных образований

магнитных свойств. Как показывают Б.Л.Гуревич и др. [1969], гнейсовые серии архейско-древнепротерозойского возраста отличаются наибольшей магнитной восприимчивостью, в то время как рифейско-палеозойские образования в большинстве случаев оказываются практически немагнитными. Однако немагнитными являются также 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, Красноперекопская, Серебрянская, Рылеевская и другие разведочные площади), где они непосредственно перекрывают архейско-древнепротерозойский фундамент, в центральной части (Бакальская, Глебовская и другие площади), на западе (Сакская и Новофедоровская скважины) и на востоке полуострова (скв. 5 Гончаровская), где в качестве фундамента предполагаются рифейско-палеозойские геосинклинальные комплексы. Сейчас трудно пока 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 (рис. 6). Предполагается, что эта граница имеет тектонический характер, что подчеркивается "срезанием" ею изодинам как с положительными, так и с отрицательными значениями намагниченности.

Используя немногочисленные данные бурения, мы попытались построить схему структуры поверхности домеловых отложений Крыма (рис.7). На ней линия раздела разновозрастного фундамента в плане почти полностью совпадает со сменой характера магнитного поля. Эта линия нами трактуется как выход на домеловую поверхность плоскости того надвигания рифейско-палеозойского комплекса на кристаллические породы архея — древнего протерозоя. В надвиге совместно с рифейско-палеозойскими образованиями участвовали и перекрывающие их отложения чехла, что установлено сейсморазведочными и буровыми работами в районе Бакальской, Задорненской и других разведочных площадей.

За пределами Крыма архейско-нижнепротерозойский фундамент обнажается на Украинском кристаллическом щите (УКЩ). К югу поверхность щита полого погружается и на широте Армянск — Новоалексеевка достигает глубин 3—3,5 км. Предполагается, что южнее она еще понижается, опускаясь до глубины 10—15 км в области горного Крыма и 20—23 км под континентальным склоном Черного моря.

Как известно, сейсмический разрез земной коры Крыма отличается неоднородностью состава по физическим свойствам [Павленкова, 1973]. Здесь в основании его горной части, на глубине 23—40 км, выделяется низкоскоростной слой (6 км/сек), выше и ниже которого скорости продольных волн имеют более высокие значения (7—8 км/сек). В этой связи уместно отметить довольно оригинальные высказывания П.Гизе и К. Морелли [1977], которые предположили, что слой с низкими скоростями сейсмических волн должен быть представлен сиалическим материалом и иметь связь с сиалической корой соседствующего континента. Если следовать этому, то при геологической интерпретации геофизического разреза земной коры Крыма образования, характеризующиеся скоростями волн 6—6,5 км/сек, нужно отождествлять с кристаллическими горами архея — раннего протерозоя. Согласно сейсмическим

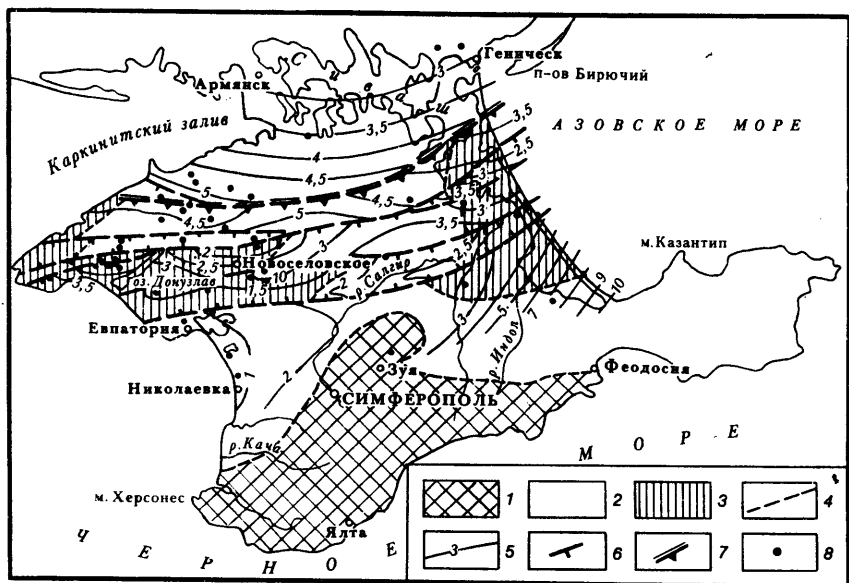


Рис. 7. Структурная схема поверхности домеловых отложений

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

данным, они будут прослеживаться под всем Крымским полуостровом: кровля их расположится на севере (в Присивашье) на глубине около 3 км, на юге (в области континентального склона Черного моря) — около 23 км. Подошва слоя сиалических пород опустится до глубин соответственно 35 и 40 км. Ниже выделится базальтовый слой со скоростями волн 7–8 км/сек, а на глубине 40–50 км наметится 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. Данный интервал разреза земной коры Крыма может быть заполнен верхней частью фундамента, сложенного геосинклинальными комплексами рифейско-палеозойского возраста. Среди них могут быть широко представлены породы симатического ряда (гипербазиты, диабазы, базальты), сорванные с океанической коры и надвинутые на край кратона в моменты сжатия.

Следуя мобилистской концепции, и мезозойские геосинклинальные образования нужно рассматривать как аллохтонные (не имеющие корней). Под ними вплоть до кровли рифейско-палеозойской части фундамента, согласно распространению скорости сейсмических волн, должны располагаться осадочные толщи платформенного режима накопления, охватывающие возраст от позднего палеозоя до кайнозоя (рис. 8).

Строение "древнего" архейско-нижнепротерозойского фундамента под

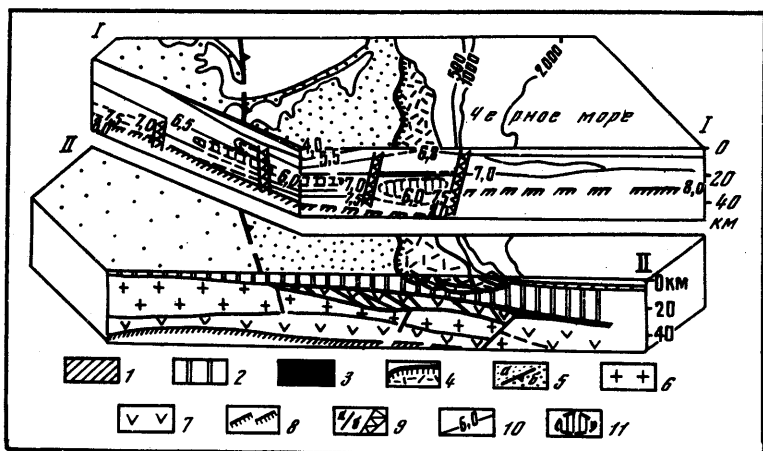


Рис. 8. Блоковая модель земной коры (по данным П. Гизе, К. Морелли [1977] с геологической интерпретацией автора)

I—I — сейсмический разрез; II—II — геологический разрез; 1 — осадки плиоцен-четвертичного возраста; 2, 3 — платформенные отложения: 2 — мезозойские, 3 — рифейско-палеозойские; 4 — геосинклинальные образования горного Крыма; 5 — проекция линии выхода фронтального надвига рифейско-палеозойского геосинклинального комплекса (а) на архейско-нижнепротерозойский (б); 6 — гранитный (сиалический) слой; 7 — базальтовый (симатический) слой; 8 — кровля мантийного (а) по данным геологических исследований; 9 — разломы по геологическим (а) и геофизическим (б) данным; 10 — изолинии скоростей распространения сейсмических волн (км/сек); 11 — область распространения слоев с низкими скоростями

Крымом, очевидно, чрезвычайно сложное. В этом нас убеждает пример УКЩ, где слагающие его образования буквально насыщены до предела различными по рангу дизъюнктивными и пликвативными дислокациями. Но если признать, что фундамент Крыма — это прослеживающиеся под осадочным чехлом кристаллические толщи УКЩ, то тогда нужно полагать, что и его главные, определяющие направления структуры должны иметь, как и на УКЩ, субмеридиональные простирания. Иными словами, основные тектонические зоны, главным образом надвиговые и покровные структуры, а также области 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 скажин, интенсивно дислоцированными и измененными процессами метаморфизма геосинклинальными породами осадочного и эффузивного состава, несущими тела интрузивов. О структуре этих образований известно пока очень немного, к тому же представления об их строении базируются 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 встречаются и в магнитном поле

Крымского полуострова. По мнению Б.Л.Гуревича и др. [1969], они также должны отражать структуру рифейско-палеозойского фундамента. Например, ограничение Новоселовской зоны приподнятого залегания фундамента с севера и юга линейными максимумами магнитного поля эти авторы связывают с разрывными дислокациями. Ряд линейных магнитных аномалий аналогичного широтного простирания выделяется и на других участках Крыма. Одна из таких аномалий приурочена непосредственно к зоне фронтального надвига рифейско-палеозойских пород. В плане она прослеживается в западной части Азовского моря, переходя далее на перешеек Арабатской Стрелки в районе с. Стрелковского. К западу ее фрагменты просматриваются вдоль северного берега Тарханкутского полуострова. В целом, однако, гравитационное и магнитное поля Крыма отражают гораздо более сложную картину строения рифейско-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 по составу структурные элементы, возникшие в результате шарьирования геосинклинальных масс этого возраста на архейско-раннепротерозойскую платформу. При этом их главное пространственное положение должно 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 удастся обнаружить по крайней мере два сравнительно обширных участка с приподнятым залеганием эродированной поверхности рифейско-палеозойского геосинклинального комплекса (см. рис. 7). Один из них расположен на западе полуострова, в районе с. Новоселовского, другой — на востоке, вытянутый вдоль Арабатской Стрелки. Оба участка осложнены несколькими надвиговыми нарушениями, простирающимися в субширотном направлении. Максимально приподнята поверхность рифейско-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. К востоку от него поверхность рифея — палеозоя полого (под углами до 2°) погружается, а затем вновь воздымается, переходя на склон поднятия в районе с. Стрелковского. 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: поверхность рифейско-палеозойского комплекса здесь погружается под углами не менее 10—15°.

Складчатый рифейско-палеозойский комплекс оказался в приподнятом положении, вероятно, к началу мела, до готерива, ибо отложения последнего здесь налегают непосредственно на него и представлены красноватными субконтинентальными обломочными образованиями малой мощности. Места понижений домеловой поверхности при этом остались заполненными молассовыми сериями пермо-триаса (см. рис. 7).

СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Как отмечалось выше, в Крыму осадки шельфового режима накопления достоверно известны начиная с каменноугольного периода. Предполагается существование и более ранних, чем карбон, отложений палеозоя платформенного типа. Однако последние пока не обнаружены, возможно потому, что погружены на значительную глубину и залегают под аллохтоном разновозрастных геосинклинальных пород. По аналогии с дислокациями Преддобруджья можно думать, что в них широко развиты надвигово-складчатые структуры.

В пермском периоде и триасе на всей территории Крыма существовала молассовая депрессия, по сути являющаяся краевым прогибом. По данным ряда пробуренных скважин (Красноперекольской, Генической и других площадей), северная граница его не опускается южнее широты с. Новоалексеевка. К западу и востоку структура, вероятно, простирается далеко за пределы Крымского полуострова. 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 скважинами в Азовском море, а также в Предкавказье, на Каневско-Березанском валу, расположенном в 300 км к востоку от Крыма. Площадь распространения пермо-триасовой молассы в Крыму ограничена на западе Новоселовским, на востоке Стрелковским участками приподнятого залегания рифейско-палеозойского основания (см. рис. 7). Северное крыло прогиба располагается непосредственно на кристаллических образованиях архея — древнего протерозоя и перекрыто, в свою очередь, шельфовыми глинисто-песчаными слоями раннеюрского возраста. В основании южного крыла прогиба и центральной его части возможно распространены 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, вскрывающим слои с углом падения 5–80°. Такие резкие изменения залеганий пород характерны, как устанавливается, не только для различных участков территории прогиба. Углы падения колеблются и поинтервально в скважинах, что указывает, вероятно, на существование многочисленных дизъюнктивных дислокаций в структуре прогиба, в том числе и надвигов, обусловивших их сложноскладчатую структуру.

Среди мезозойских структур в пределах равнинной части Крыма выделяются обширная пологая впадина мелового периода, а в горной части — аллохтон горного Крыма (описание последнего приведено в отдельном разделе). Первая является типичной платформенной депрессией, располагающейся целиком на склоне палеозойской плиты. В раннем мелу впадина занимала площадь почти всей территории равнинного Крыма, за исключением юго-западной его части, а также акватории Черного моря к западу от Тарханкутского полуострова (до меридиана Голицинской антиклинали). На севере она ограничивалась примерно береговой линией моря и Сивашом, на востоке — Арабатской Стрелкой, а к югу посредством перешейка соединялась с такого же возраста впадиной южного склона Большого Кавказа (рис. 9).

В поздне меловое 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

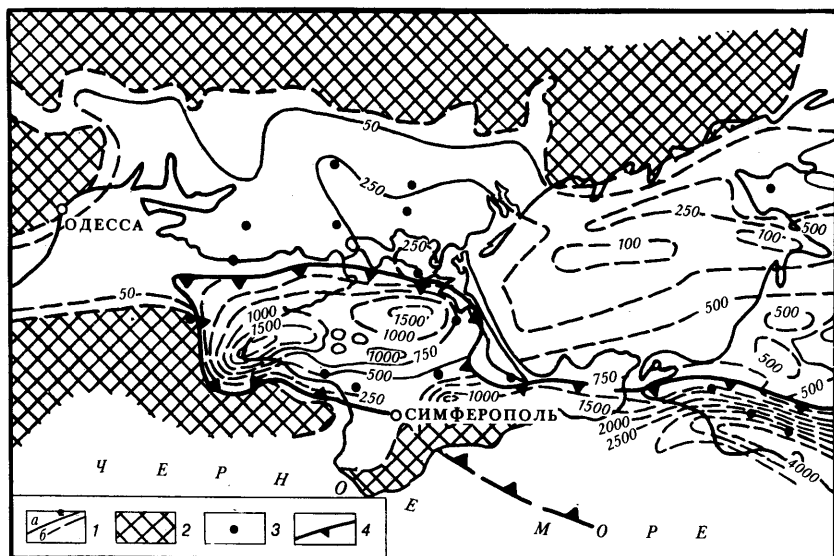


Рис. 9. Схема изобат нижнемеловых отложений Крыма и соседних областей (по данным А.В. Чекунова, Н.И. Черняк, Я.П. Маловицкого, А.Г. Плахотного, А.Т. Богайца, Б.Л. Гуревича и других с дополнениями автора)

1 — изобатхиты (в м) установленные (а) и предполагаемые (б); 2 — области, где отложения нижнего мела не обнаружены; 3 — скважины, вскрывшие отложения нижнего мела на полную мощность; 4 — контур раннемеловой впадины

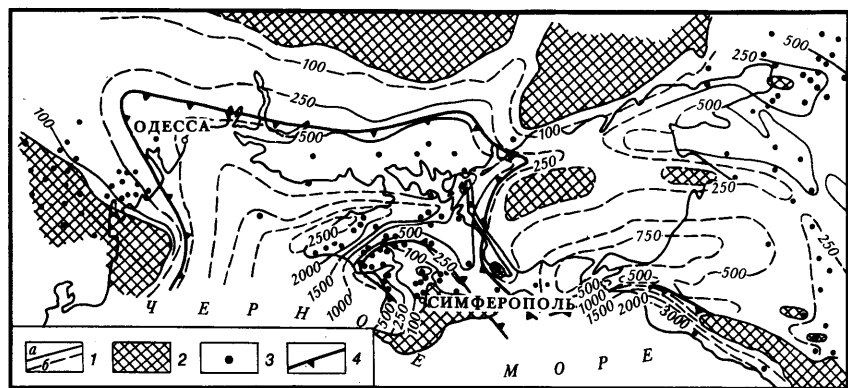


Рис. 10. Схема изобат верхнемеловых отложений Крыма и соседних областей (по данным А.В. Чекунова, Н.И. Черняк, Я.П. Маловицкого, Л. Г. Плахотного, А.Т. Богайца, Б.Л. Гуревича и других с дополнениями автора)

1 — изобатхиты (в м) достоверные (а) и предполагаемые (б); 2 — области, где отложения верхнего мела не обнаружены; 3 — скважины, вскрывшие отложения верхнего мела на полную мощность; 4 — контур позднемеловой впадины

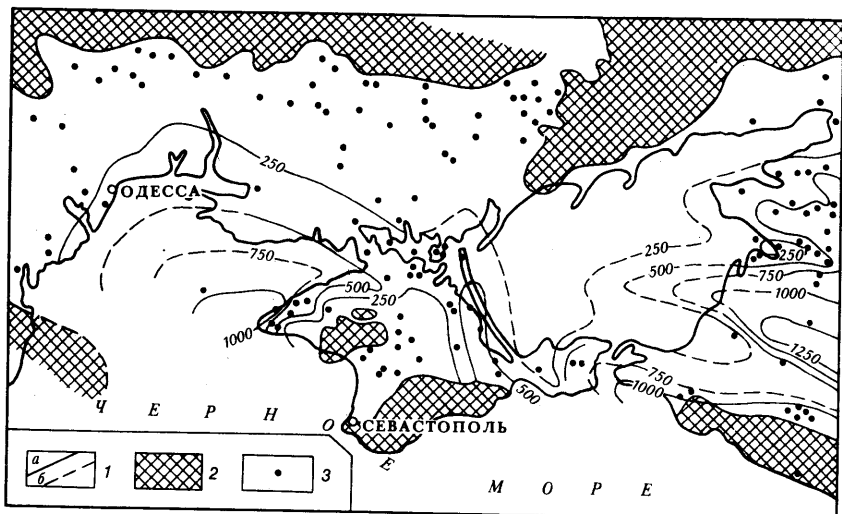


Рис. 11. Схема изопачит палеоцен-эоценовых отложений Крыма и соседних областей (по данным А.В. Чекунова, Н.И. Черняк, Я.П. Маловицкого, А.Т. Богайца, Л.Г. Плехотного, Б.Л. Гуревича и других с дополнениями автора)

1 — изопачиты (в м) достоверные (а) и предполагаемые (б); 2 — области, где отложения палеоцена — эоцена не обнаружены; 3 — скважины, вскрывшие отложения палеоцена — эоцена на полную мощность

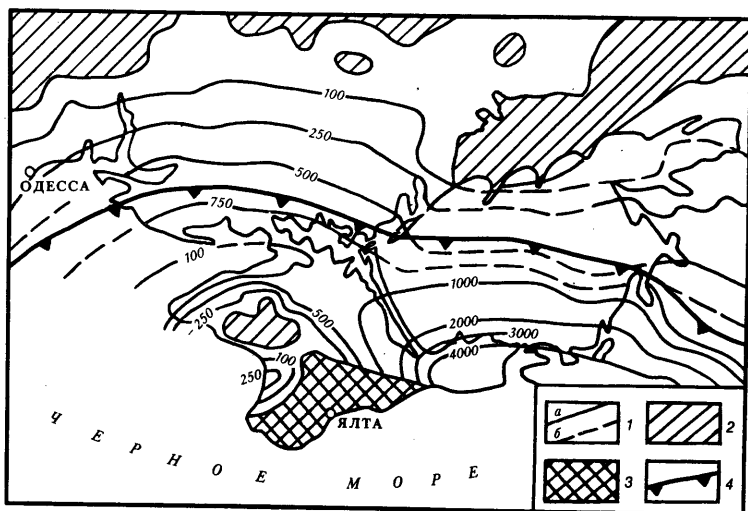


Рис. 12. Схема изопачит майкопской серии олигоцена — нижнего миоцена Крыма и соседних областей (по данным бурения объединения Крымморгеология)

1 — изопачиты (в м) достоверные (а) и предполагаемые (б); 2 — области отсутствия отложений майкопской серии; 3 — аллохтон горного Крыма; 4 — северная граница резко погруженной части Майкопского краевого прогиба

перешеек, соединяющий наиболее прогнутые Крымскую и Кавказскую ванны (рис. 10).

Впадина на территории Крыма простирается в широтном направлении. Она имела длину около 300 км и ширину 100 км в раннемеловом периоде и 400 и 150 км соответственно в позднемеловом. Наиболее глубокая ее часть приурочена к северо-западному краю Тарханкутского полуострова. Северное крыло структуры более пологое, нежели южное.

Степень дислоцированности пород впадины 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 (рис. 11). При этом слагающие ее образования оказались подвергнутыми деформациям совместно с перекрывающими осадками во все последующие стадии тектогенеза. Иначе говоря, впадина как структурная единица существенно не повлияла на формирование современного внутреннего структурного плана Крымского полуострова, ибо локальные структуры, выделенные внутри нее, прослеживаются и за ее пределами как к западу, так и к востоку, не изменяя своего простиранья.

Структурно-формационный анализ показал, что основной, охватывающей весь Крым структурой является Майкопский (назван по майкопской серии, его выполняющей) краевой прогиб, формировавшийся в олигоцен-раннемиоценовое 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 (рис. 12) краевой прогиб в целом наследует мел-палеогеновую впадину, лишь расширяясь по площади в направлении на юг, куда и отодвигается южное крыло описываемой структуры.

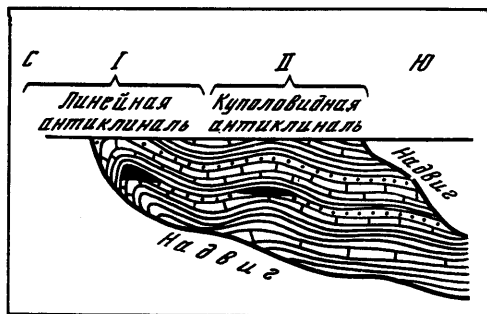
В пределах известной части прогиба можно выделить две основные ванны: одна, западная, приурочена к Каркинитскому заливу, вторая, восточная, к Керченскому и Таманскому полуостровам. Намечается, правда, и еще одна неглубокая впадина — Альминская, располагающаяся на западе Крымского полуострова, в районе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

Положение северной границы прогиба сейчас восстановить трудно. Пологое северное крыло структуры, располагавшееся, вероятно, на территории материка, в последующие за майкопом периоды оказалось размытым. Поэтому нами условно выделена лишь его внутренняя, наиболее резко погруженная часть, ограничивающаяся на севере линией вдоль параллели Тендровский залив — г. Геническ.

НАДВИГОВЫЕ И СКЛАДЧАТЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Наиболее детально исследована структура мезозойско-кайнозойских отложений осадочного чехла Крыма. Анализ данных бурения и геолого-геофизических исследований, проведенных объединениями Крымморгеология и Южморгео, позволил обнаружить многочисленные как дизъюнктивные, так и пликвативные дислокации. Первые, как устанавливается,

Рис. 13. Тектоническая пластина
I — фронтальная зона; II — тыловая зона



по форме являются надвигами со сравнительно крутыми ($30-60^\circ$) наклонными плоскостями смещения вблизи дневной поверхности и пологими ($5-15^\circ$) на глубине 3-5 км [Казанцев, 1979а].

Надвигами осадочный чехол Крыма оказался нарезанным

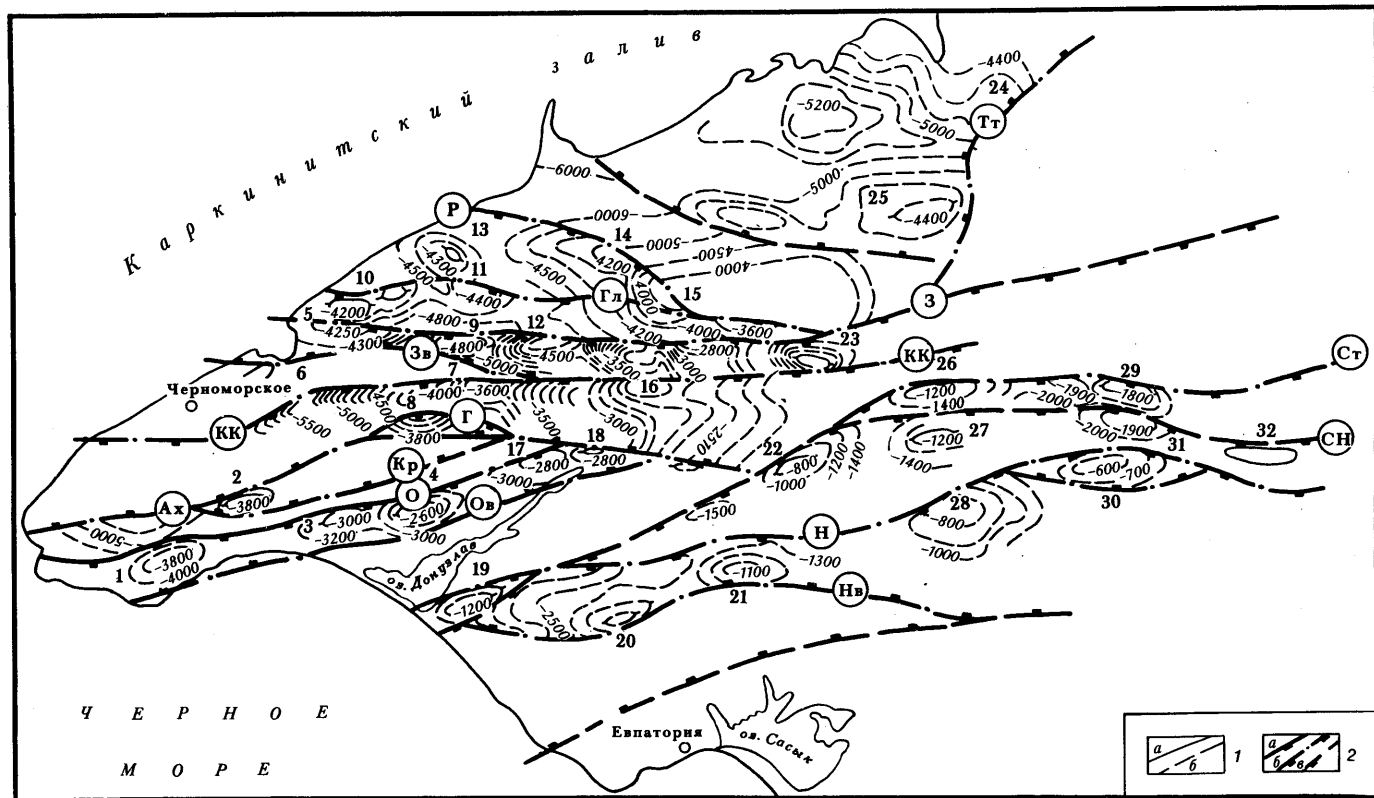
на ряд тектонических блоков, надвинутых последовательно друг на друга в направлении с юга на север. Форма таких блоков имеет вид пластин, ограниченных снизу поверхностями надвигов и перекрытых сверху частично или полностью следующими к югу тектоническими пластинами. В плане, таким образом, пластина прослеживается 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 утоненной 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 (рис. 13). Таким образом, тектонические пластины выступают в качестве главных и, вероятно, основных структурных элементов Крыма, определяющих размещение и стиль пликативных дислокаций.

На структурной карте, построенной по данным бурения и сейсморазведки МОВ и ОГТ (рис. 14, см. вкладку), выделены наиболее значительные 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 нефтегазоносности связываются с нижнемеловыми отложениями, показан структурный план поверхности горизонта А-21 альбского яруса (рис. 15), к тому же выделяемый почти повсеместно на всех сейсмических профилях. Правда, при этом из поля зрения выпадают некоторые детали дислокаций, охватывающих вышележащие отложения. Например, не нашли отражения надвиги и принадвиговые антиклинали в районе Оленевской, Карловской, Задорненской и некоторых других структур, картируемых 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 (рис. 16).

На Керченском полуострове структурный план отражает дислокации слоев подошвы майкопской серии олигоцен-миоцена (рис. 17, см. вкладку), а в южной части Азовского моря — кровли среднемайкопских



пород (рис. 18, см. вкладку). 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 (см. рис. 18).

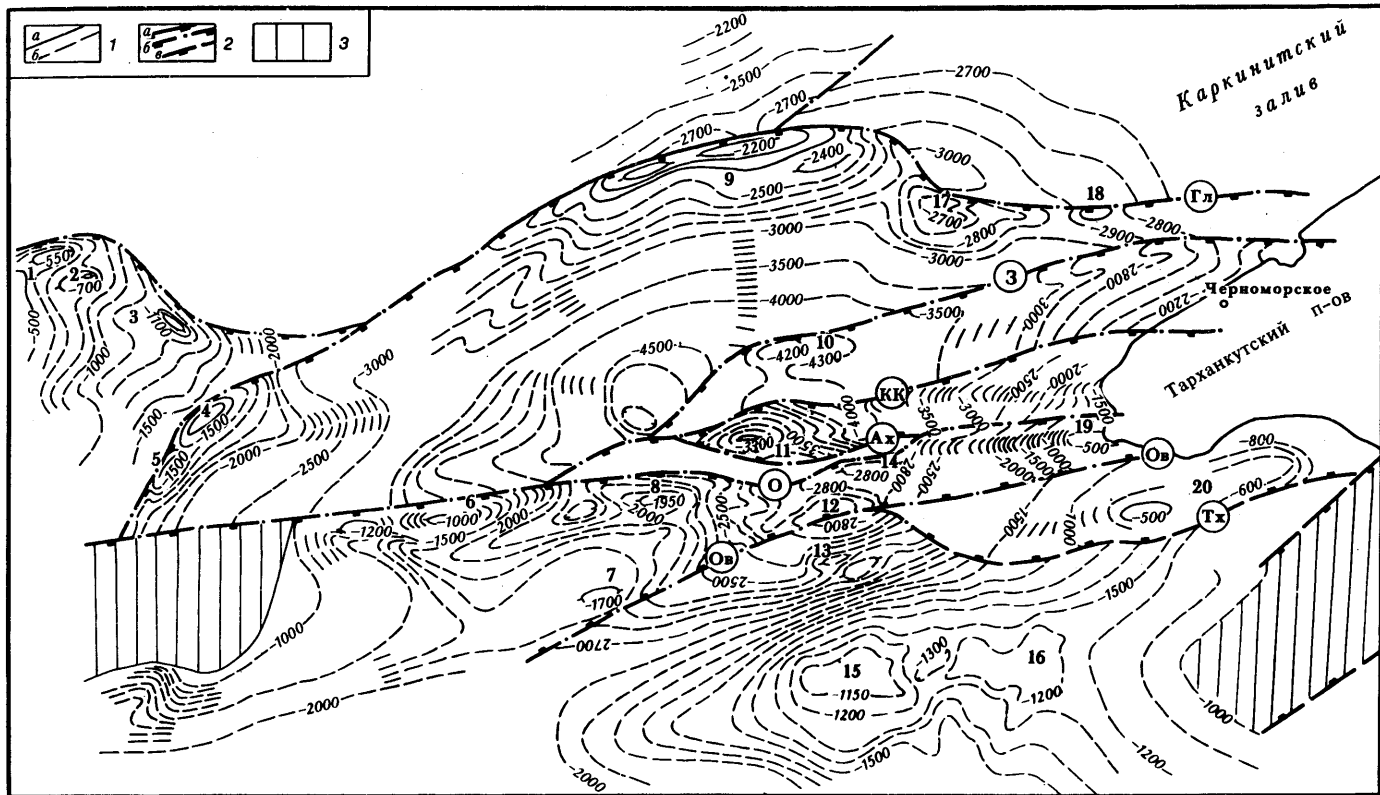
Одной из наиболее крупных тектонических пластин на севере рассматриваемой территории является Голицинская, прослеживающаяся в субширотном направлении более чем на 200 км от Юбилейной и Одесской складок на западе до Березовской на востоке (см. рис. 15), где оказывается полностью перекрытой надвинутой с юга Задорненской пластиной. Выход Голицинской пластины в плане на западе, в области шельфа Черного моря, имеет максимальную ширину около 35 км, на востоке, ближе к побережью Крыма и на суше, она сужается до 3–7 км частью, возможно, за счет выполаживания поверхности надвига, а частью вследствие значительного перекрытия с юга Задорненской пластиной.

Одноименного названия надвиг, ограничивающий Голицинскую пластину, выделен в верхнемеловых и палеогеновых отложениях и протрассирован по простиранию комплексом геофизических (магнито-гравитационных и сейсморазведочных) исследований, а также подтвержден бурением на Голицинской антиклинали. Вдоль его фронта выявлен ряд линейных антиклинальных складок: Юбилейная, Одесская, Голицинская, Шмидта, Западно-Черноморская, Межводненская, Владимирская, Бакальская, Каштановская и несколько безымянных восточнее последней (см. рис. 15, 16).

Голицинская антиклиналь выделяется среди других структур довольно внушительными размерами. По изогипсе -2700 м (кровля мела) она простирается широко 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 $4-5^\circ$ 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, погружающийся под углом не более 5° . Породы на северном крыле антиклинали залегают довольно круто, их угол наклона достигает $30-45^\circ$, в то время как на южном — не более 5° .

Рис. 15. Структурная схема поверхности горизонта А-21 альбского яруса нижнего мела Тарханкутского полуострова (по данным бурения и геолого-геофизических исследований объединений Крымморгеология и Южморгео)

1 — изогипсы (в м) поверхности горизонта А-21 достоверные (а) и предполагаемые (б); 2 — надвиги, выявленные бурением (а), данными геофизических исследований (б) и предполагаемые (в). Антиклинали (цифры на схеме): 1 — Меловая, 2 — Родниковская, 3 — Западно-Октябрьская, 4 — Октябрьская, 5 — Межводненская, 6 — Нижнекарлавакская, 7 — Успешненская, 8 — Глебовская, 9 — Западно-Задорненская, 10 — Владимирская, 11 — Бакальская, 12 — Задорненская, 13 — Северная, 14 — Рылеевская, 15 — Каштановская, 16 — Красноярская, 17 — Новоивановская, 18 — Донузлавская, 19 — Западно-Крыловская, 20 — Крыловская, 21 — Тарасовская, 22 — Северская, 23 — Березовская, 24 — Ильинская, 25 — Татьяновская, 26 — Сарыбашевская, 27 — Северо-Новоселовская, 28 — Новоселовская, 29 — Барановская, 30 — Красновская, 31 — Южно-Барановская, 32 — Калиновская. Обозначения надвигов (буквы на схеме) см. рис. 14



Таким образом, в поперечном сечении Голицинская структура имеет четкое асимметричное строение.

В сводовой части поднятия пробурен ряд скважин, две из которых вскрыли поверхность надвига. Так, скв. 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 (рис. 19). Ориентировочно величина горизонтального смещения пород по нему не менее 1000 м.

Другие антиклинальные складки Голицинской пластины в пределах шельфа Черного моря — Юбилейная, Одесская, Шмидта, Западно-Черноморская — имеют сравнительно небольшие размеры: длина их 7–10 км, ширина 2–3 км. Все складки отличаются линейной вытянутостью в широтном направлении, асимметрией поперечного сечения, выражающейся в крутом залегании слоев на северных и пологом — на южных крыльях, а также небольшой (не более 100 м) высотой, лишь у Одесской превышающей 200 м.

Межводненская, Владимирская, Бакальская, Каштановская и другие антиклинали, расположенные на суше, в пределах Тарханкутского полуострова, выделены по данным сейсморазведочных работ в отложениях нижнего мела (см. рис. 15). В большинстве своем они имеют линейно вытянутую в широтном направлении форму длиной 6–10 км, шириной не более 3 км и высотой 100–200 м. Гипсометрически их вершинные поверхности находятся на абсолютных отметках от –3600 до –4300 м. Длина наиболее крупной Бакальской антиклинали 10 км и ширина 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 располагается к югу от Голицинской. Выход ее в плане прослеживается полосой в субширотном направлении почти на 450 км при ширине 5–20 км. С юга она последовательно перекрыта Карлавско-Красноярской на западе и Стрелковской на востоке пластинами (см. рис. 15). По данным сейсморазведочных работ МОГТ, рассматриваемая структура ограничена надвигом, поверхность которого погружается к югу под углами 50–60° и выполаживается на глубине 4–5 км до 10–15°. Величина горизонтального перемещения пород по нему 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 (с запада на восток)

Рис. 16. Структурная схема поверхности меловых отложений шельфа Черного моря к западу от Крымского полуострова (по данным бурения и сейсморазведки объединения Крымгеология)

1 — изогипсы (в м) кровли верхнего мела достоверные (а) и предполагаемые (б); 2 — надвиги, выявленные бурением (а), сейсморазведкой (б) и предполагаемые (в); 3 — участки возможного отсутствия верхнемеловых отложений. Антиклинали (цифры по схеме): 1 — Сундучная, 2 — Малая, 3 — Безымянная, 4 — Одесская, 5 — Юбилейная, 6 — Гамбурцева, 7 — Сельского-1, 8 — Сельского-2, 9 — Голицинская, 10 — Шельфовая, 11 — Архангельского, 12 — Крымская, 13 — Центральная, 14 — Прибойная, 15 — Ильичевская, 16 — Карбышева, 17 — Шмидта, 18 — Западно-Черноморская, 19 — Западно-Меловая, 20 — Тарханкутская. Обозначения надвигов (буквы по схеме) см. рис. 14

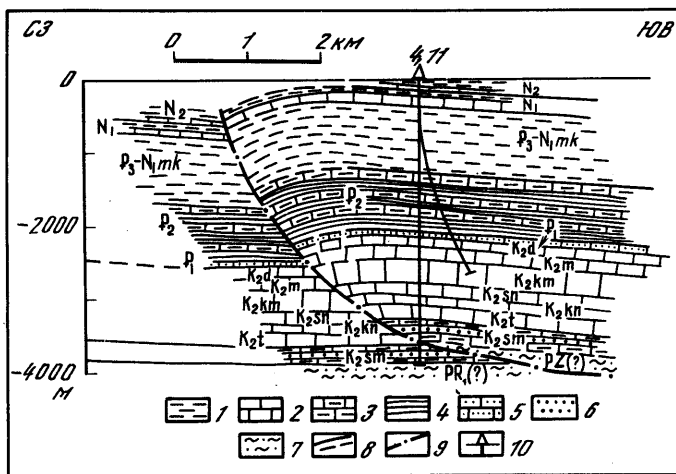


Рис. 19. Голицинская антиклиналь (по данным бурения и сейсморазведки объединения Крымморгеология)

1 — глины; 2 — известняки; 3 — мергели; 4 — аргиллиты; 5 — известковые песчаники; 6 — конгломераты, гравелиты, песчаники; 7 — кристаллические сланцы; 8 — стратиграфические границы; 9 — линия Голицинского надвига; 10 — скважина

Джарылгачская, Западно-Задорненская, Задорненская, Березовская и др. Размеры их колеблются в пределах 1,5–3х5–9 км, высота 100–200 м. Все складки группируются в единый вал, полого погружающийся к западу. Так, если на Березовской антиклинали поверхность горизонта А-21 (альбский ярус) располагается на абсолютной отметке от –2000 до –2500 м, то на Красноярской она опускается до –3500 м, а на Задорненской и Западно-Задорненской до –4800 ÷ –5000 м (см. рис. 15).

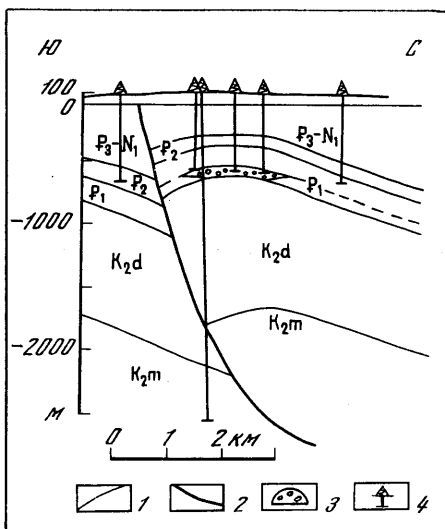
В пределах Тарханкутского полуострова Задорненская тектоническая пластина осложнена надвигом встречного, т.е. северного падения. Угол наклона его плоскости составляет 50–60°. Выход этого надвига на альбскую поверхность трассируется не менее чем на 40 км примерно в 5–10 км южнее и параллельно Задорненскому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

Вдоль фронтальной зоны Задорненского встречного надвига неоген-палеогеновые отложения испытывают дополнительное смятие с образованием новых антиклинальных форм. Перестройку морфологии структуры можно видеть на примере Задорненской брахиантиклинали широкого простирания, имеющей длину 8 км, ширину 2,5 км и высоту 150 м. В профильном пересечении видно, как ось структуры снизу вверх постепенно как бы выкручивается (рис. 20, 21, III–III). Если по горизонту А-21 альбского яруса она наклонена на юг, то в вышележащих слоях палеогена и неогена уже приобретает наклон к северу. Поэтому в породах нижнего мела более крутым является северное крыло складки, а в палеогеновых и неогеновых круче южное (15–17°), тогда как северное довольно пологое (до 8°). Такое изменение формы Задорненской антиклинали объясняется попеременным подворачиванием слоев осадочных толщ вдоль надвигов в процессе формирования структуры.

Рис. 20. Задорненская антиклиналь

1 — стратиграфические границы;
2 — линия Задорненского надвига;
3 — залежь газа; 4 — скважины

В восточной части Задорненской тектонической пластины, прослеживающейся в пределах Азовского моря, вдоль ее фронтальной зоны сейсморазведкой МОГТ выделены Счастливецская, Южно-Бирючья, южная брахантиклиналь поднятия Обручева, Безымянская-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 его на локальные складки (см. рис. 18).

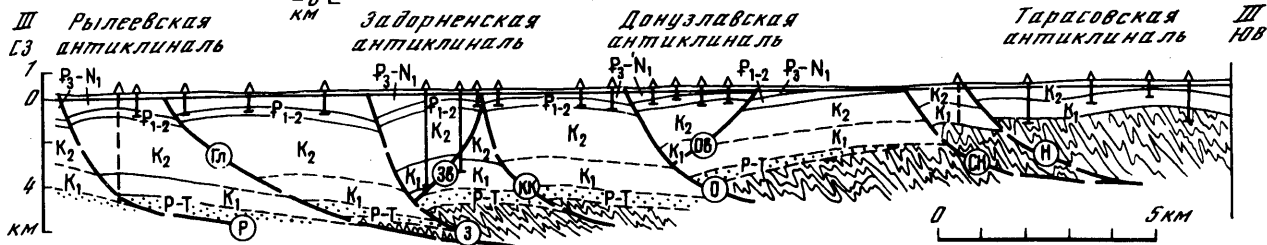
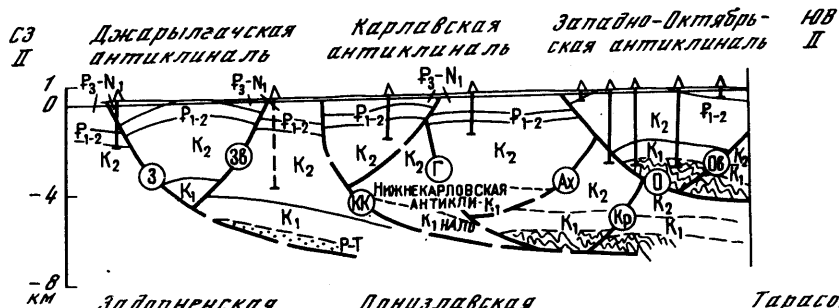
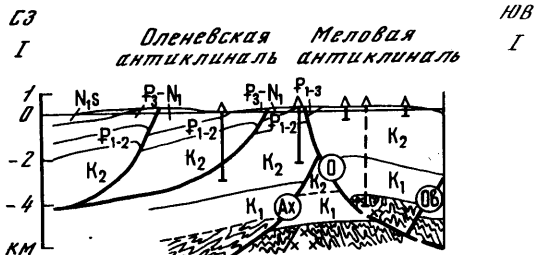
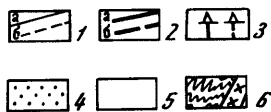


Азовский вал рассматривается как западное продолжение Каневско-Березанских дислокаций Западного Предкавказья [Герасимов и др., 1978], по мнению большинства исследователей [Маловицкий и др., 1962; Маловицкий, Непрочнов, 1966; Гаркаленко, 1970; и др.], представленных в виде глубинного разлома, уходящего корнями в мантию. Одновременно последний служит границей раздела кристаллического архейско-раннепротерозойского на севере и рифейско-палеозойского на юге фундамента Крыма. Его вертикальная амплитуда смещения, по данным этих геологов, составляет не менее 1000 м.

Вполне вероятно, что по этому разрывному нарушению происходит сочленение разновозрастных частей фундамента региона. Однако характер и форма самого разрыва, как уже отмечалось, понимаются по-иному. Нарушение рассматривается как надвиг, поверхность смещения которого наклонена к югу. По этой поверхности образования рифейско-палеозойского геосинклинального комплекса оказываются полого надвинутыми на кристаллические породы архея — нижнего протерозоя. Величина горизонтального перемещения, таким образом, довольно значительная, составляющая несколько километров.

Азовский вал максимально приподнят по кровле триасовых отложений в районе поднятия Обручева (абсолютная отметка — 500 м). К западу и востоку от него происходит постепенное погружение поверхности триаса. Например, на Южно-Бирючьей складке, отстоящей на 45 км к западу, она, по данным сейсморазведки, опускается до отметки —800 м, а на Безымянной-2, располагающейся на востоке вала, только кровля верхнемеловых пород находится на глубине 1000–1100 м (см. рис. 18).

Наиболее значительной по размеру структурой Азовского вала является южная брахантиклиналь поднятия Обручева. По поверхности отложений триаса она вытянута в северо-восточном направлении на 25 км (замкнутая изогипсы —600 м) при ширине 5–7 км и высоте чуть более 100 м. Особенно приподнята ее юго-западная часть, очерчиваемая изолинией —500 м. В поперечном сечении рассматриваемая струк-



тура 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. Счастливецкая 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 бракиантиклинали широтного простираения, выделенной сейсморазведкой в отложениях верхнего мела. Ее размеры 12х5 км, высота 75 м. Северное прижатое к Задорненскому надвигу крыло структуры более крутое, нежели южное.

На территории центральной части Крыма надвиг, ограничивающий Задорненскую тектоническую пластину, выделен по данным геологической интерпретации грави- и магнитометрических съемок. Вдоль его фронтальной части предполагается развитие линейных приназведговых антиклинальных складок, примером которых может служить закартированная в палеоген-неогеновых породах Калиновская структура. Она вытянута в широтном направлении на 4 км при ширине около 2 км.

В тыловой зоне рассматриваемой пластины встречаются структуры куполовидной формы. Так, в районе г. Джанкоя по подошве палеоцена закартировано крупное поднятие, названное Джанкойским, имеющее форму купола размером 18х10 км и высотой 130 м. Антиклиналь длинным измерением 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.

Карлавско-Красноярская тектоническая пластина погружается непосредственно к югу от Задорненской (см. рис. 14). В плане она прослеживается полосой широтного простираения от поднятия Гамбурцева на западе (акватория Черного моря) до Сарыбашевской структуры на востоке на расстояние 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 пород по нему 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. Березовки и восточнее периклинали поднятия Гамбурцева Карлавско-Красноярская пластина оказывается полностью перекрытой ею.

Рис. 21. Геологические разрезы Тарханкутского полуострова по линиям I—I, II—II, III—III (см. рис. 14)

1 — стратиграфические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 2 — надвиги, выявленные бурением (а) и комплексом геофизических исследований (б); 3, 4 — отложения: 3 — молассовые, 4 — карбонатные; 5 — геосинклинальные образования палеозоя; 6 — скважины. Обозначения надвигов (буквы в кружках) см. рис. 14

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

Замечено, что поверхность нижнемеловых отложений здесь имеет тенденцию к воздыманию в восточном направлении. Так, если на Нижнекарлавской структуре она находится на абсолютной отметке –5400 м, то на Красноярской, отстоящей к востоку на 35 км, поднимается до –2800, –2600 м (см. рис. 15).

Карлавско-Красноярская пластина в центральной части осложнена рядом дополнительных разрывных нарушений. Последние по форме являются надвигами с северным падением поверхностей смещения. Наиболее значителен из них Архангельский, прослеживающийся в широтном направлении на 110 км от Архангельской структуры, расположенной в Черном море, до Глебовской антиклинали в пределах Тарханкутского полуострова. Надвиг, падающий на север, 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. По форме это типичная брахиантиклиналь широтного простираения, длиной 10 и шириной 4 км. По кровле верхнемеловых отложений она оконтуривается изолиниями –3200 и –3300 м, так что высота складки оказывается не менее 100 м. Южное, прижатое к надвику крыло Архангельской антиклинали короткое и более крутое по сравнению с северным, породы которого падают под углом не более 15°.

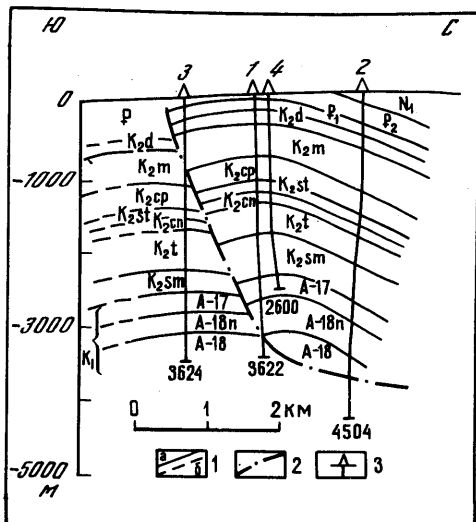
Следующий к югу Краснополянский надвиг такого же северного падения выявлен бурением на Родниковской площади (рис. 22) и прослежен сейсморазведкой в 2–6 км южнее Архангельского. Он трассируется по нижнемеловым отложениям в широтном направлении на 40 км от западной периклинали Родниковской до восточной периклинали Краснополянской локальных структур, тесно связанных с ним. Обе структуры развиты вдоль северного крыла надвига и поэтому отличаются более крутыми южными и сравнительно пологими северными крыльями. Родниковская по отложениям нижнего мела (горизонт А-21) имеет длину 7 км, ширину 2,6 км и высоту более 200 м. Она оконтуривается замкнутой изогипсой –3500 м (сводовая часть –3300 м). По 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 известны и в прифронтальной зоне Карлавско-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 широтном направлении. Одна из них – Оленевская – в отложениях миоцена имеет форму брахиантиклинали длиной 7 км, шириной 2 км и высотой около 200 м. Породы на южном крыле структуры залегают под углами до 26°, на

Рис. 22. Родниковская антиклиналь

1 — стратиграфические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 2 — линия Красноярского надвига; 3 — скважины

северном — $3-7^{\circ}$ (см. рис. 21, I-I). Другая — Карлавская — антиклиналь расположена непосредственно восточнее Оленевской. По изогипсе —1150 м (палеоцен) она вытянута в субширотном направлении на 12 км и имеет 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 вырисовывается 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. 21, II-II). Южное крыло ее пологое, северное, прижатое к Карлаво-Красноярскому надвигу, более крутое, что связано, вероятно, с подворачиванием слоев во время перемещения их по надвиговой поверхности.

Кроме того, в теле Карлаво-Красноярской пластины встречен надвиг с южным падением плоскости сместителя. Он выявлен сейсморазведкой МОГТ в отложениях нижнего мела в районе Глебовской антиклинали. В плане линия надвига прослеживается в широтном направлении на 15 км в виде плавно выгнутой к северу дуги. Собственно Глебовский надвиг правильнее рассматривать в качестве структуры, осложняющей Архангельский надвиг и возникшей в процессе перемещения толщи осадочных пород по нему. 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 ее морфологии. По кровле нижнего палеоцена складка имеет длину 6,5 км, ширину 2,4 км и высоту 280 м [Доленко и др., 1968]. Падение слоев пород на южном крыле несколько более крутое, чем на северном, что, очевидно, следует связывать с более интенсивным их подворачиванием вдоль Архангельского надвига. В отложениях нижнего мела (горизонт А-21) сейсморазведкой картируются лишь свод и южное крыло структуры. Северное погружение складки происходит, очевидно, на очень коротком расстоянии — 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. Надвиг, огра

ничающий пластину, обнаружен бурением и сейсморазведкой (см. рис. 21). Он наклонен на юг под углами $40-50^\circ$ в верхней части и $10-0^\circ$ на глубине 5–6 км. Выход его на меловую поверхность трассируется в плане в субширотном направлении на 250 км от Юбилейной структуры на западе до Северской антиклинали на востоке, а затем оказывается перекрытым надвинутой с юга Стрелковской пластиной. Горизонтальное смещение пород по нему не менее 2 км.

Вдоль фронта Октябрьской пластины 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 (см. рис. 15, 16).

Поднятие Гамбурцева расположено в пределах 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 поднятия Гамбурцева, 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 поднятия 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 $2-3^\circ$), 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 изогипсой -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 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. 21, 1–1). По горизонту А-21 альбского яруса складка имеет форму брахиантиклинали широтного простирания длиной 10 км, шириной 3,5 км и высотой около 200 м. Она полностью оконтуривается изогипсой -4000 м. Свод ее находится на абсолютной отметке -3800 м. Северное прижатое к надвигу крыло короткое и крутое ($35-40^\circ$), южное сравнительно пологое (не более $8-10^\circ$).

Западно-Октябрьская антиклинальная складка (рис. 23) расположена в восточнее Меловой. Структура в отложениях нижнего мела имеет широтное простирание, длину 5,6 км, ширину 2,4 км, высоту более 250 м. Слои датского яруса кровли мела на южном крыле залегают под углами $23-25^\circ$, на северном – $15-17^\circ$. 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

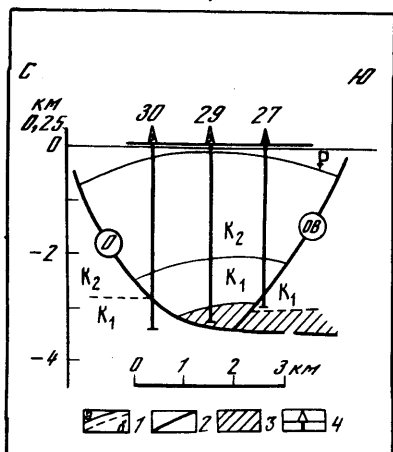


Рис. 23. Западно-Октябрьская антиклиналь

1 — стратиграфические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 2 — линии Октябрьского (О) и Октябрьского встречного (Ов) надвигов; 3 — образования рифейско-палеозойского комплекса; 4 — скважины

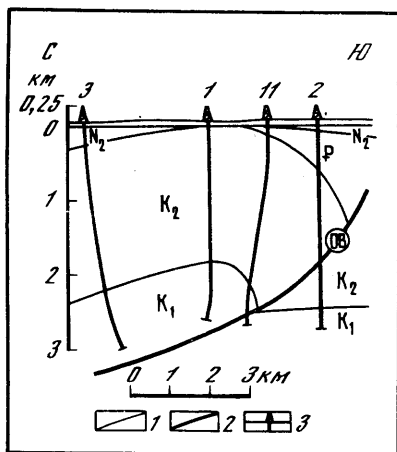


Рис. 24. Октябрьская антиклиналь

1 — стратиграфические границы; 2 — линия Октябрьского встречного надвига; 3 — скважины

надвиг. Таким образом, складка оказывается замкнутой внутри тектонического блока клиновидной формы и, очевидно, образованной в результате горизонтального давления, вызвавшего выжимание осадочных слоев клина вверх.

Октябрьская структура (рис. 24) является непосредственным продолжением описанной к востоку. Сверху она прикрыта породами сарматского яруса, слои которого слабо отражают антиклинальный перегиб складки — углы падения их на крыльях не более $2-3^\circ$. В отложениях мела отчетливо заметен подворот пластов вдоль Октябрьского встречного надвига. Вследствие этого южное крыло имеет углы падения $45-70^\circ$, северное несколько положе — до 15° . Длина структуры 10 км, ширина 2,5 км и высота более 300 м.

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

Октябрьская тектоническая пластина осложнена несколькими надвигами встречного, т.е. северного падения. Ближайшим к ее фронтальной части является Октябрьский встречный, обнаруженный бурением на Тарханкутском полуострове и сейсморазведкой в Черном море (см. рис. 16, 21 и 23). Он прослежен в северо-восточном, близком к широтному направлению на расстоянии 150 км от поднятия Сельского-1 на западе до Донузлавской антиклинали на востоке. Наклон его плоскости по данным бурения составляет $45-50^\circ$ вблизи дневной поверхности, выполаживаясь местами до $20-25^\circ$ на глубине 3 км (см. рис. 24).

Вдоль фронтальной зоны Октябрьского встречного надвига осадочные слои мела и палеогена смяты в линейные антиклинальные склад-

ки, примерами которых могут служить рассмотренные выше Октябрьская и Западно-Октябрьская, южные более крутые крылья которых обусловлены подворачиванием пород в процессе их движения по плоскости надвига с северным падением поверхности смещения. Точно так же оказываются круче наклоненными пласты мела на южном крыле поднятия Сельского-1. Последнее имеет пологие углы наклона западного, северного и восточного крыльев, измеряемые первыми градусами, в то время как южное, прижатое к Октябрьскому встречному надвику крыло наклонено под углом более 10° .

Октябрьская пластина осложнена еще одним разрывным нарушением — Тарханкутским надвигом, выделенным сейсморазведкой к югу от Меловой и Западно-Меловой антиклиналей. Предполагается, что его наклон 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. Его сводовая часть состоит из двух брахиантиклиналей, приподнятых до абсолютных отметок —500 и —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 и на Задорненскую (см. рис. 14). Надвиг, ограничивающий ее, зафиксирован в отдельных участках сейсморазведкой МОГТ и МОВ, а также данными бурения, полученными на Сарыбашевской, Стрелковской и других разведочных площадях (рис. 25, см. вкладку). Горизонтальное смещение пород по нему 1—3 км.

Во фронтальной зоне пластины выявлены Сарыбашевская, Барановская, Северо-Славянская, Стрелковская, Электроразведочная и Западно-Азовские линейные антиклинали.

Сарыбашевская структура находится в крайней западной части Стрелковской пластины. Она оконтуривается в отложениях нижнего мела изогипсой —1200 м, имея длину 4 км и ширину около 1,5 км. Северное подворачиваемое вдоль надвига крыло ее круче южного (см. рис 25).

Барановская антиклиналь расположена восточнее Сарыбашевской. По маркирующим горизонтам нижнего мела она имеет вытянутую в субширотном направлении форму длиной 8 км и шириной 3 км (по замкнутой изогипсе —1900 м). Амплитуда поднятия чуть больше 100 м. Северное крыло описываемой структуры круче южного.

Стрелковская антиклинальная складка картируется в отложениях майкопской серии. Она расположена западной своей частью на территории Арабатской Стрелки, восточной — в Азовском море. Антиклиналь вытянута в северо-восточном направлении более чем на 10 км при ширине 5 км и высоте 50 м (см. рис. 25).

Электроразведочная антиклиналь, являющаяся наиболее значительной по размерам среди выявленных линейных структур в пределах Азовского моря, имеет по кровле триасовых слоев длину 25 км, ширину 6 км, высоту около 100 м.

Выход на поверхность следующей к югу **Северо-Новоселовской** тектонической пластины имеет крайне ограниченную площадь вследствие значительного перекрытия ее Новоселовской пластиной. Ограничивающий ее надвиг выявлен на отдельных участках сейсморазведкой и протрассирован на 90 км от Крыловской структуры на западе до пос. Красногвардейского на востоке. Его наклон ориентирован на юг под углами около $4-5^{\circ}$ вблизи дневной поверхности; на глубине

4–5 км он выполаживается до почти горизонтального простирання. Смещение по надвигу около 1,5 км.

Во фронтальной зоне Северо-Новоселовской пластины выделен ряд линейных надвиговых антиклинальных складок с крутыми северными и пологими южными крыльями. В западной части среди них известна Северская антиклиналь, по отложениям альбского яруса нижнего мела вытянутая в северо-восточном направлении на 10 км при ширине 4 км. Высота ее более 200 м. Юго-западная периклиналь структуры несколько круче северо-восточной.

Северо-Новоселовская складка, выделенная в породах того же возраста, расположена в 14 км к востоку от Северской и имеет широтное простиранье. Длина ее более 7 км, ширина не менее 3 км. Северное крыло структуры короткое и крутое (до 25°), южное очень пологое (около 5°) и длинное (см. рис. 25).

Восточнее описанной намечается Южно-Барановская антиклиналь такого же широтного простиранья, оконтуриваемая изогипсой –1900 м (горизонт А-21). По этой изогипсе структура имеет длину 6 км, ширину 2 км, высоту около 50 м.

В западной части территории, в Черном море, субширотное простиранье Северо-Новоселовского надвига меняется на юго-западное, вследствие чего здесь значительно увеличивается площадь выхода подстилающей его 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 (десятики метров).

Новоселовская тектоническая пластина выделяется в числе наиболее значительных дислокаций платформенного Крыма. В плане она прослеживается на расстоянии около 200 км в северо-восточном (близком к широтному) направлении от западного побережья Крыма (район оз. Донузлав) через весь полуостров, а затем уходит в пределы Азовского моря (см. рис. 14). Ограничивающий ее с севера надвиг выявлен сейсморазведкой и в отдельных участках бурением. Наклон его плоскости к югу определяется углами $30\text{--}45^\circ$ вблизи дневной поверхности и $10\text{--}0^\circ$ на глубине 3–5 км. Смещение пород по надвигу около 1 км.

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 другие локальные структуры, вместе образующие единый линейно вытянутый вал, ось которого испытывает подъем в восточном направлении (см. рис. 15). Складки имеют отчетливое асимметричное строение с крутыми и пологими южными крыльями. Размеры их по горизонту А-21 колеблются в пределах $7\text{--}13 \times 1\text{--}3,5$ км, высота – 100–200 м.

Пластина осложнена несколькими разрывными нарушениями, плоскости смещения которых наклонены к северу. Один из таких разрывов выделен сейсморазведкой в крайней западной части Новоселовской пластины. Вдоль его фронта расположена Западно-Крыловская брахиантиклиналь северо-восточного простиранья (см. рис. 15). Структура в отложениях нижнего мела оконтуривается изогипсой –1400 м. Длина ее 8 км, ширина 3 км и высота 200 м. Юго-восточное, прижатое к нарушению крыло складки круче северо-западного.

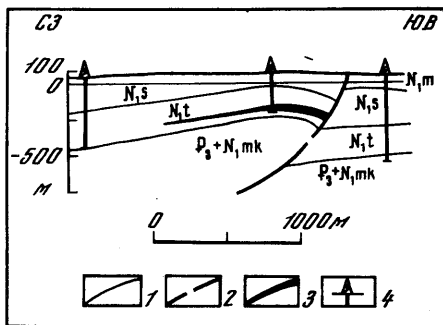


Рис. 26. Белокаменская антиклиналь (по данным Г.Н. Доленко и др. [1968] с дополнениями)

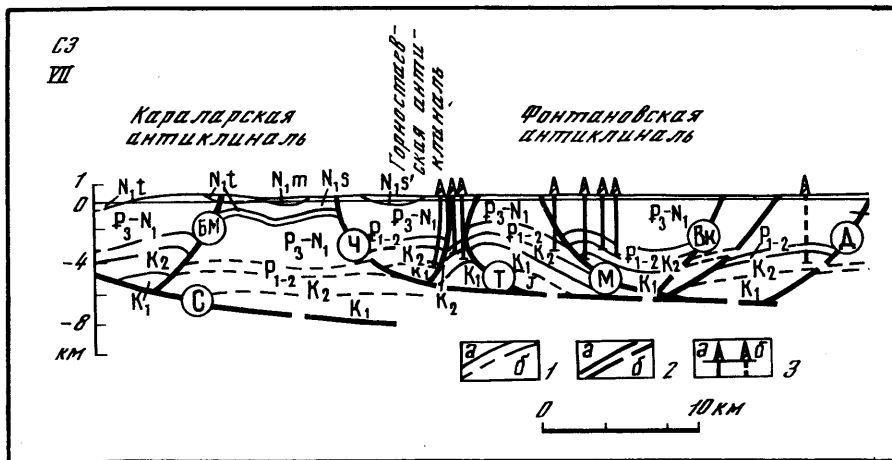
1 — стратиграфические границы; 2 — линия Белокаменско-Мысового надвига; 3 — залежь нефти; 4 — скважины

Второй разрыв, названный Новоселовским встречным надвигом, выделен южнее описанного. Сейсморазведочными исследованиями он протрассирован в широтном направлении на 45 км.

Во фронтальной зоне его породы мела смяты в линейные антиклинальные складки широтного простираения (Крыловская, Тарасовская) с более крутыми южными крыльями (см. рис. 21, III—III). Длина их 8—10 км, ширина 3—5 км, высота более 100 м.

Сакская тектоническая пластина выделена предположительно. В плане она, возможно, прослеживается полосой в центральной части Крыма непосредственно к югу от Новоселовской пластины. Фронтальный ее надвиг простирается в субширотном направлении с запада на восток на 250 км, фиксируясь в районе населенных пунктов Саки, Октябрьское, Новоцарицино, Советский и далее вдоль южного края Азовского моря (см. рис. 14). Можно полагать, что рассматриваемая дислокация, как и описанные выше такого типа, должна иметь во фронтальной части линейные антиклинальные складки с крутыми принадлежковыми и пологими противоположными крыльями, а в тылу — обычные куполовидные поднятия. Кроме того, она дополнительно осложнена разрывными нарушениями. Одним из них является Белокаменско-Мысовой надвиг с северным падением поверхности смещения (см. рис. 17). Он установлен по данным бурения на Белокаменской антиклинали (рис. 26).

Вдоль фронта этого надвига выделяется ряд линейных структур: Белокаменская, Мысовая, Карларская, Малобабчикская, Борзовская. —



В их ядрах преимущественно обнажаются майкопские отложения, крылья сложены сарматскими и мезотическими породами. Самой крупной из них является Караларская, вытянутая в широтном направлении на 15 км при ширине около 5 км. Майкопские породы в ее своде интенсивно перемяты и раздроблены, что, очевидно, объясняется действием глиняного диапиризма. Вдоль южного крыла этой складки устанавливается зона Белокаменско-Мысового надвига, представляющая собой серию продольных разрывов, по которым происходит постепенное опускание южного крыла структуры. Один из разрывов фиксируется в отложениях караганского горизонта. В пределах Сакской тектонической пластины выделяется множество диапировых поднятий. Они присутствуют как на сводах линейных антиклиналей, располагавшихся вдоль фронтальных зон надвигов, так и (гораздо чаще) в тыловых частях надвигов. Примерами последних являются Караминское, Бурашское, южный купол Малобабчикской структуры, Глазовское, Маякское и другие поднятия, прослеживающиеся в виде цепочки в широтном направлении перед фронтом Белокаменско-Мысового надвига. Размеры диапировых поднятий в плане обычно небольшие: 0,5–3 км в поперечнике, высота до 300–350 м. Крылья их наклонены под углами 20–70°, причем увеличение углов (порой до вертикальных) происходит по мере приближения к ядру диапира.

Следующая к югу Чистопольская пластина прослежена на 100 км узкой полосой широтного простираия в северной части Керченского и Таманского полуостровов. Она обнажена лишь своей фронтальной зоной, где слои олигоцен-миоцена смяты в линейные антиклинали: Новониколаевскую, Чистопольскую, Андреевскую, Восходовскую, Солдатскую и другие, группирующиеся в единый антиклинальный вал субширотного простираия (см. рис. 17). Длина складок 4–10 км, ширина 0,5–2,5 км и высота 100–200 м. Ядра всех складок выполнены майкопскими глинами, часто перемятыми вследствие действия диапировой тектоники, крылья — средиземноморскими отложениями, с нередкостью запрокинутыми в сторону крыльев слоями. Более спокойной залегают нижнесарматские породы, окаймляющие названные структуры. Нередко на складках развиты вдавленные синклинали — своеобразные мульды, выполненные сопочными брекчиями.

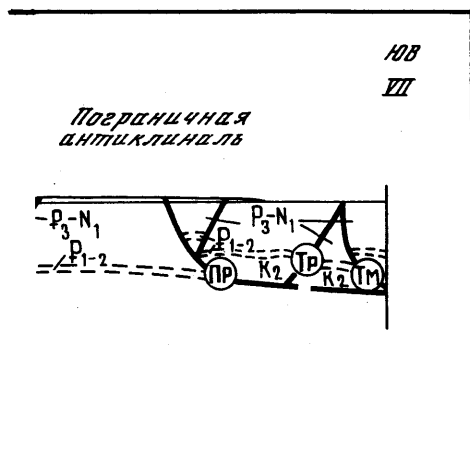


Рис. 27. Геологический разрез Керченского полуострова по линии VII–VII

1 — стратиграфические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 2 — линии надвигов установленные (а) и предполагаемые (б); 3 — скважины по линии профиля (а) и снесенные на нее (б). Обозначения надвигов (буквы в кружках) см. рис. 14

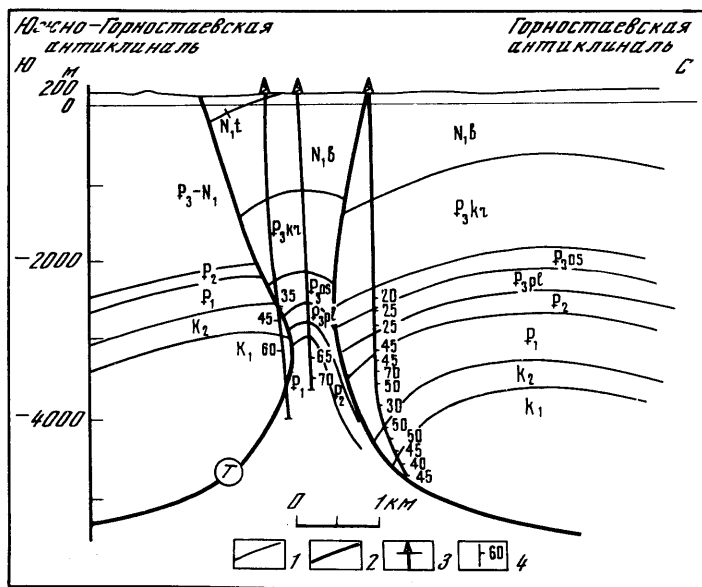


Рис. 28. Горностаевская антиклиналь

1 — стратиграфические границы; 2 — линии надвигов (Т — Тамбовский); 3 — скважины; 4 — углы падения слоистости пород по замерам в скважинах

Чистопольская пластина по простиранию разрезана надвигом встречного (северного) падения, обнаруженным по данным бурения на Горностаевской площади (рис. 27, 28). Угол наклона его поверхности 45–55°. Смещение по нему около 1 км.

Во фронтальной зоне этого надвига располагается Горностаевская антиклиналь широтного простирания, длиной 8 км, шириной 2,5 км и высотой около 200 м. Южное, прижатое к плоскости надвига крыло структуры падает под углами 25–35°, противоположное северное — не более 15°.

Кубанская тектоническая пластина прослеживается через весь Крымский полуостров. В западной части полоса выхода ее обнажается в виде плавно выгнутой к северу дуги, в целом повторяющей контур главного фронтального надвига аллохтона горного Крыма (см. рис. 14). Такое совпадение простираний дислокаций горной и предгорной частей Крыма с очевидностью свидетельствует об образовании их одними и теми же силами горизонтального давления, направленными с юга. При этом давление на сопредельную тектоническую пластину, вероятно, передавалось перемещением аллохтона горного Крыма.

В восточной части Крыма и на Керченском полуострове Кубанская пластина простирается в широтном направлении вплоть до Горностаевской площади. Как и предыдущая Чистопольская, она обнажена лишь своей узкой фронтальной зоной вследствие значительного перекрытия с юга Насырской и Тамбовской пластинами. За восточной периклиналью Слюсаревской складки она вообще исчезает, погружаясь под Тамбовскую пластину.

Фронтальная зона Кубанской пластины осложнена рядом линейных антиклиналей, наиболее четко выраженными из которых являются Каменская и Слюсаревская. Последняя вытянута в широтном направлении на 22 км при ширине 2–2,5 км. Ее ядро выполнено майкопскими отложениями, крылья — среднемиоценовыми и сарматскими. Аналогично построена Каменская складка.

Насырская пластина также обнажена в основном фронтальной частью, прослеживаясь с запада на восток на расстоянии около 140 км. На западе, в бассейне р. Бурульчи, она, вероятно, погружается под аллохтон горного Крыма, на востоке полностью перекрывается надвигом Тамбовской пластины. Как и описанные выше дислокации подобного типа, рассматриваемая пластина осложнена по фронту линейными антиклинальными складками (Насырской, Королевской и др.), иногда имеющими в сводах глиняные диапиры.

Тамбовская тектоническая пластина выделяется сразу к югу от Насырской. Она простирается примерно в широтном направлении от аллохтона горного Крыма на западе до Горностаевской площади на востоке. Надвиговая поверхность описываемой дислокации выявлена по данным бурения на Тамбовской (рис. 29), Владиславовско-Фронтальной (рис. 30) и Горностаевской (см. рис. 28) антиклиналях. Она наклонена на юг под углами 45–60°. Вдоль ее фронтальной части развиты типичные линейные складки (Владиславовско-Фронтальная, Харченковская, Южно-Горностаевская и др.) с более крутыми (до 45°) северными и значительно пологими (не более 10–12°) южными крыльями. Структуры имеют размеры от 2х5 до 3х10 км и высоту более 100 м.

В тылу пластины известна Куйбышевская антиклиналь (рис. 31), имеющая форму двух соединенных куполов. По подошве майкопской серии она оконтуривается изогипсой –2800 м с размерами в плане 10х5 км. Падение пород на крыльях примерно одинаковое и равно 5–8°. Южное крыло структуры перекрыто надвинутой с юга Мошкаревской пластиной. На северном крыле вскрывается надвиг с северным падением поверхности сместителя.

Тамбовская пластина осложнена надвигом встречного, т.е. северного падения. Он установлен по данным бурения на Владиславовско-Фронтальной и Харченковской антиклиналях. Этот надвиг прослежен на расстоянии 70 км в 5–7 км южнее и параллельно Тамбовскому.

На юге Керченского полуострова надвиги вытянуты преимущественно в северо-восточном направлении, а примерно с его середины меняют простираение на субширотное. К таким относятся Мошкаревский, Приозерный, Троицкий и другие надвиги, а также надвиги Таманского полуострова (Таманский, Комендантский, Кизилташский и др.), изменение простираений которых происходит сразу, как только они приближаются к акватории Черного моря (см. рис. 14, 17).

Мошкаревская тектоническая пластина прослежена более чем на 100 км от района Феодосии на западе до Керченского пролива на востоке. Ее фронтальный надвиг, погружающийся на юг под углами 45–60°, установлен бурением и сейсморазведочными исследованиями на Мошкаревской и Фонтановской антиклиналях (рис. 32, 33). Смещение пород по нему не менее 1 км.

Как и описанные выше дислокации подобного типа, Мошкаревская пластина характеризуется развитием пликативных и дизъюнктивных структурных форм. Первые представлены линейными антиклиналями, вторые — надвигами встречного падения. В качестве примера фронталь-

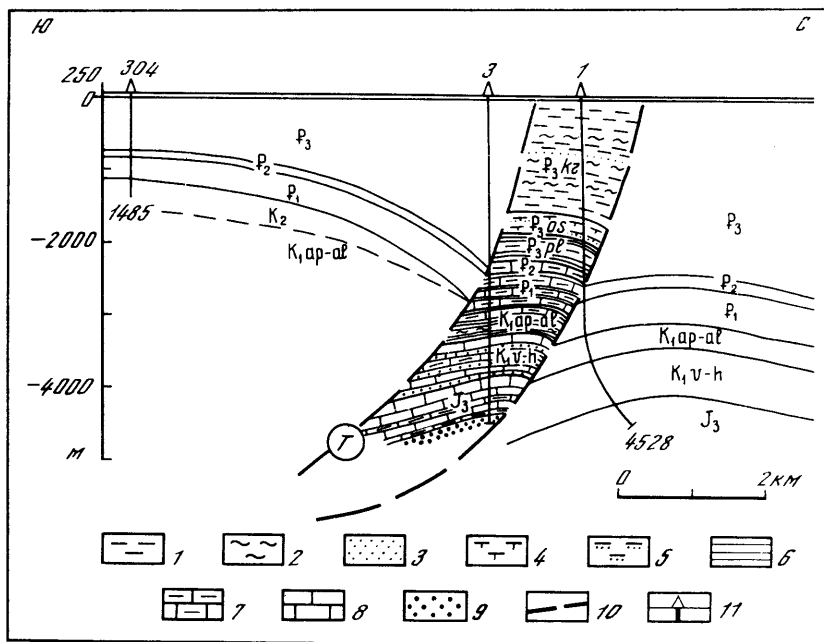


Рис. 29. Тамбовская антиклиналь

1 — глины; 2 — алевролиты; 3 — пески, песчаники; 4 — глины известковистые; 5 — глины песчанистые с прослоями песков и песчаников; 6 — аргиллиты; 7 — мергели; 8 — известняки; 9 — гравелиты; 10 — линии надвигов (Т — Тамбовский); 11 — скважины

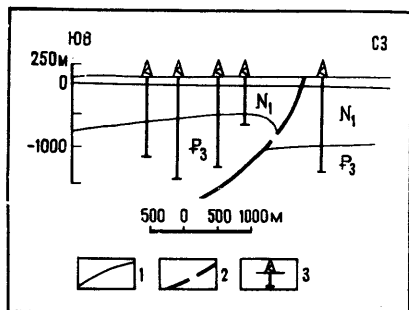
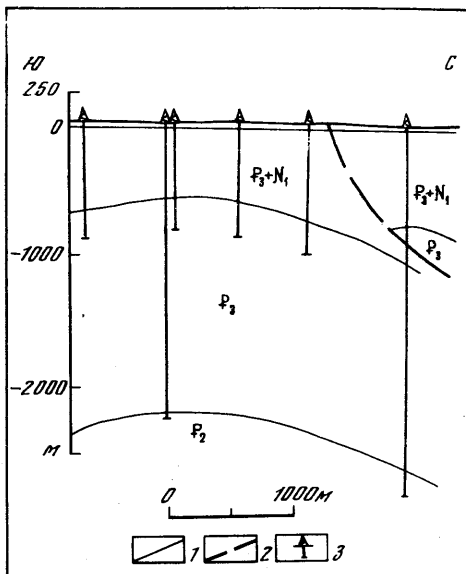


Рис. 30. Владиславовско-Фронтальная антиклиналь (по данным Г.Н. Доленко и др. [1968] с дополнениями автора)

1 — стратиграфические границы; 2 — линия Тамбовского надвига; 3 — скважины

Рис. 31. Куйбышевская антиклиналь (по данным Г.Н. Доленко и др. [1968] с дополнениями автора)

1 — стратиграфические границы; 2 — линия надвига; 3 — скважины



ной линейной антиклинальной складки можно привести Фонтановскую. Она выявлена сейсморазведкой по подошве майкопской серии и оконтуривается изогипсой — 3000 м. Структура вытянута в широтном направлении на 13 км при ширине 3 км и высоте более 1 км. В отложениях майкопа, эцена, палеоцена и верхнего мела складка имеет отчетливый антиклинальный перегиб, а начиная с нижнего мела северное крыло ее пропадает и сохраняется лишь прижатое к надвигу южное (см. рис. 33).

Ближайший с юга надвиг с северным падением поверхности смещения, названный Мошкаревским встречным, выявлен бурением на Мошкаревской площади. Он трассируется в северо-восточном направлении на 35 км. К югу от него выделяется еще несколько тектонических нарушений (Вулкановский, Дюрменский и др.), также имеющих северо-западное падение и простирающихся в северо-восточном направлении. Фронтальные части этих нарушений повсеместно смяты в линейные несимметричные антиклинали размером 7—12x2—4 км и высотой 100—200 м (Ульяновская, Ярковская, Вулкановская, Белобродская, Гавриленковская, Дюрменская, Краснопольская и др.).

В тылу Мошкаревской пластины, кроме того, известны диапировые структуры: Репьевская, Сокольская, Алагольская и другие, имеющие в основном небольшие в плане размеры — 0,8x3 км и высоту около 200 м. Ядра складок сложены брекчированными, местами вертикально стоящими глинами майкопской серии, крылья — отложениями среднего миоцена. Последние наклонены под углами 10—12°, а по мере приближения к своду приобретают более крутые (до 75°) углы.

Приозерная тектоническая пластина выделяется на крайнем юго-востоке Керченского полуострова, где прослеживается полосой северо-восточного простираения, а в пределах Керченского пролива и Таманского полуострова имеет уже широтное простираение. Ширина выхода ее в первом районе составляет 10 км и сужается до 4—5 км во втором (см. рис. 17). Надвиг, ограничивающий пластину, вытянут на 70 км от западной периклинали Тарасовской антиклинали до восточного побережья Таманского залива и наклонен к юго-востоку и югу под углами 40—45° (рис. 34).

Приозерная пластина осложнена многочисленными складчатыми и разрывными дислокациями. Последние в большинстве своем имеют форму надвигов, наклоненных на северо-запад. Самый ближайший из них к фронту пластины выявлен бурением на Приозерной площади. Он наклонен на северо-запад под углами 45—55°. Следующий за ним к юго-востоку надвиг, названный Троицким, прослежен сейсморазведочными работами в отложениях мела, палеогена и майкопской серии. Фронтальные части перечисленных надвигов сопровождаются линейными асимметричными антиклинальными складками: Пограничной, Приозерной, Тарасовской и др. Наиболее значительной среди них является Приозерная структура. Она вытянута в северо-восточном направлении на 13 км и имеет ширину 3 км и высоту более 300 м. Ее юго-восточное крутое крыло обусловлено подворачиванием слоев вдоль надвига с северным падением поверхности смещения (см. рис. 34).

Располагающиеся к юго-востоку от Приозерной пластины в пределах Черного моря и на Таманском полуострове надвиговые (Таманский, Комендантский, Кизилташский, Ереминский, Благовещенский надвиги) и складчатые (Таманская, Железного Рога, Зеленского, Коробе-

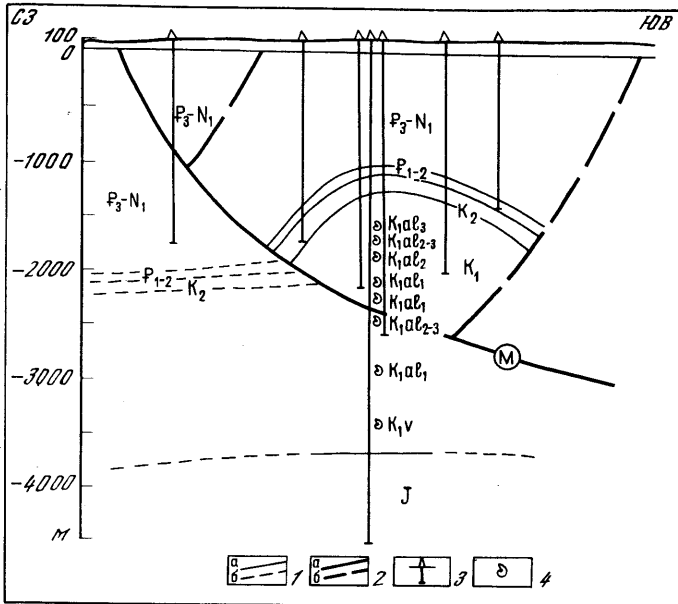


Рис. 32. Мошкаревская антиклиналь

1 — стратиграфические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 2 — линии надвигов (М — Мошкаревский) установленные (а) и предполагаемые (б); 3 — скважины; 4 — места обнаружения органических остатков

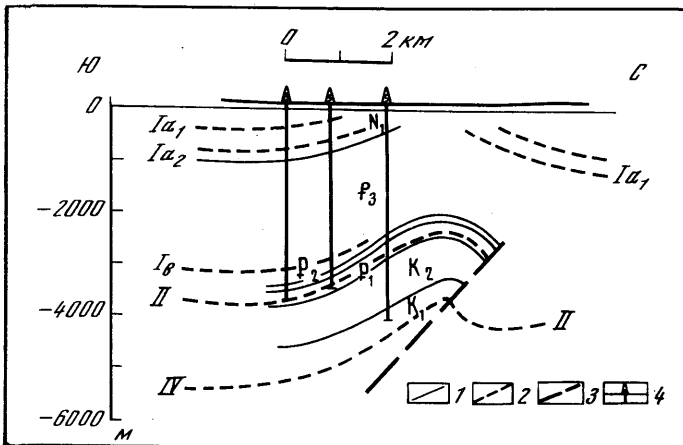


Рис. 33. Фонтановская антиклиналь (по данным В.И. Чернова, А.И. Белчевой, Г.Д. Солоповой, А.Ф. Седельникова, А.С. Лебедь)

1 — стратиграфические границы; 2 — отражающие сейсмические горизонты; 3 — линия Мошкаревского надвига; 4 — скважины. Римские цифры — отражающие сейсмические горизонты

това, Бугазского лимана, Полевадина и другие антиклинали) структуры характеризуются аналогичными рассмотренным выше особенностями.

Складчатые формы часто осложнены диапировой тектоникой. Один из диапиров можно наблюдать на Кореньковской площади (рис. 35). Кореньковская 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 Таманскому надвигу, плоскость которого в верхней части круто (до 80°) падает на северо-запад, а затем на глубине $4-5$ км изменяет наклон к юго-востоку. На поверхности линия надвига прослеживается в своде антиклинали, а в отложениях эоцена — мела, по данным сейсморазведки, смещается к югу так, что примыкающая к нему складка оказывается представленной лишь юго-восточным крылом.

К северо-западу от структуры, перед фронтом надвига, майкопские глины резко "вздыблены" кверху, образуя структуру в форме ядра протыкания. На дневной поверхности они выходят в виде интенсивно смятых пластов, углы падения которых колеблются в очень широких пределах: от 30 до 90° . Как показывают данные бурения, с глубиной деформированность пород уменьшается.

Описанными структурами не ограничивается количество существующих в Крыму дислокаций. Сейсморазведочными работами выявлено их гораздо больше не только на территории Крымского полуострова, но и в пределах окружающих его морей. Основная часть из них оказывается скрытой под рассмотренными выше тектоническими пластинами так, что сейчас удастся наблюдать лишь отдельные фрагменты их. Например, на севере Тарханкутского полуострова небольшим участком к югу от Бакальской косы обнажена Рылеевская пластина, проступающая из-под Голицинской дислокации. Надвиг, ограничивающий пластину с севера, выделен геофизическими исследованиями МОГТ. По этим данным породы нижнего мела оказались почти на 1000 м приподнятыми по сравнению с отложениями такого же возраста, развитыми за линией нарушения к северу.

Вдоль Рылеевского надвига, в его фронтальной части, в нижнемеловых слоях закартированы Рылеевская и Каштановская линейные антиклинали. Первая простирается в субширотном направлении, вторая в северо-западном, следуя такому же изгибу линии надвига. Рылеевская складка имеет размеры 10×3 км и высоту около 300 м. Ее свод оконтуривается изогипсой -4200 м (см. рис. 15). Складка в сечении имеет асимметричное строение: пологое южное крыло, крутое северное. Восточная периклиналь ее короткая, погружающаяся под углами $5-7^\circ$. западная — длинная, переходящая в структурный нос.

Каштановская антиклиналь на юго-востоке погребена под Голицинским надвигом. В обнаженной части она имеет длину около 7 км и ширину $2,5$ км. Прижатое к надвигу северо-восточное крыло складки круче юго-западного.

В тылу Рылеевской пластины выделяется куполовидная Северная структура, оконтуриваемая в слоях нижнего мела изогипсой -4300 м. Сводовая часть ее имеет отметку выше -4200 м. Поперечник складки составляет $4,5-5$ км.

К северу от Рылеевской намечается Сивашская тектоническая пластина, обнажающаяся на поверхности альбского яруса в виде клина, острием направленного к востоку. Максимальная ширина его находится на западе и составляет 50 км.

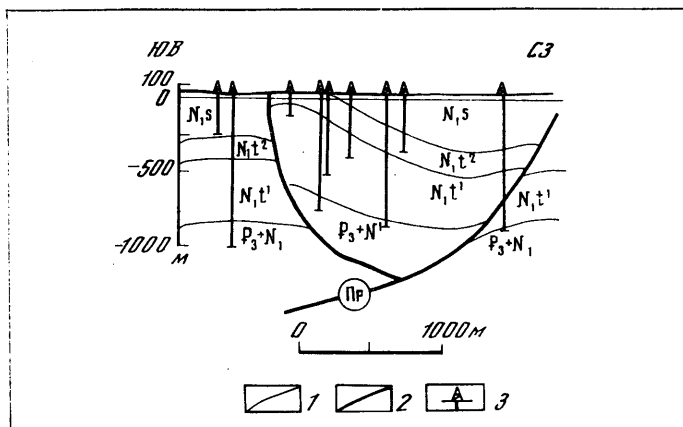


Рис. 34. Приозерная антиклиналь (по данным Г.Н. Доленко и др. [1968] с дополнениями автора)

1 — стратиграфические границы; 2 — линии надвигов (Пр — Приозерный); 3 — скважины

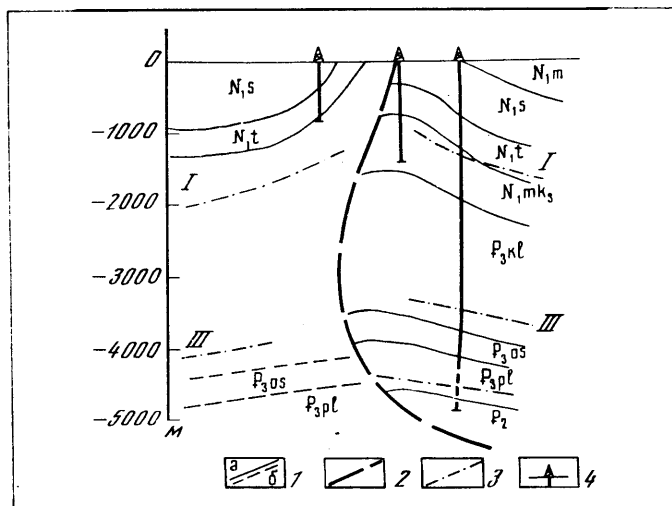


Рис. 35. Кореньковская антиклиналь

1 — стратиграфические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 2 — линия Таманского надвига; 3 — отражающие сейсмические горизонты; 4 — скважины. Римские цифры — отражающие сейсмические горизонты

Сивашская пластина осложнена разрывными нарушениями встречного, т.е. северного падения. Вдоль их фронтальных зон так же, как и во фронте основного надвига, развиты линейные асимметричные антиклинальные складки, имеющие более крутые принадвиговые и пологие противоположные крылья (Красноперекопская, Орловская, Михайловская и др.).

В тылу пластины известны две куполовидные антиклинали: Татьянавская и Ильинская. Первая из них приурочена к Первомайско-Серебрянской зоне проявления позднеальбско-раннесеноманского вулканизма. Структура выявлена сейсморазведкой в отложениях нижнего мела. Ее размеры в плане 11x8,4 км, высота более 200 м.

Ильинская антиклиналь расположена севернее Татьянавской. В отложениях базальной пачки нижнего мела (горизонт А-21) она оконтуривается изогипсой —4600 м, имеет размеры 6x5 км и высоту 50 м. Падение пород на крыльях примерно одинаковое и составляет 3—5°.

В пределах Азовского моря, к северу от Главного Азовского вала, сейсморазведкой обнаружено несколько разрывов, прослеживающихся в северо-восточном направлении (Главный Азовский, Бердянско-Белосарайский, Морской и др.). По форме они напоминают надвиги, поверхности смещения которых наклонены к юго-востоку. Дислокации такого типа, как и рассмотренные выше, во фронтальных частях осложнены линейными асимметричными антиклинальными складками с пологими юго-восточными и относительно более крутыми северо-западными крыльями (Западно-Бирючья, Бердянская, Якорная, Морская-1 и др.). Их тыловые зоны смяты в пологие куполовидные поднятия (Водяное, Морское-2 и др.). Все эти структуры в южном направлении погружаются, скрываясь под надвиг Задорненской тектонической пластины (см. рис. 18).

Возраст дислокаций достаточно подробно освещен М.В.Муратовым [1969]. По его мнению, в Крыму существуют складчатые формы, сформировавшиеся до среднего миоцена, так как несогласно перекрыты отложениями чокракского горизонта; есть структуры, развитие которых продолжалось до середины или даже до конца плиоцена. На Керченском полуострове известны антиклинали, окаймляемые по периферии сарматскими и мезотическими рифами, что, вероятно, свидетельствует о существовании возвышенностей на конец миоцена. Однако понтические и киммерийские осадки ложатся горизонтально и резко трансгрессивно на уже сформировавшиеся к этому времени структуры. Очевидно, рост структур происходил длительно на протяжении всего периода сжатия с рифейского по кайнозойское время.

Из приведенного описания можно сделать некоторые 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 известны разрывные нарушения с падением поверхностей смещения как на север, так и на юг. При этом устанавливается, что надвиги, погружающиеся к югу, являются основными структурами, а встречные к ним выступают в качестве дислокаций, осложняющих первые. На глубине вторые 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 смяты 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

обычно круче противоположных, внутренних. Вторые отличаются малой высотой, небольшими углами падения пород на крыльях и чаще изометричными размерами 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. Поэтому 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 возникали и формировались в условиях мощного бокового сжатия, направленного 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 слоистые 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 клиновидных 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 (глины майкопской серии) перед фронтом сжимаются, выдавливаясь вверх в форме поднатий. Их рост облегчается созданием в зоне, прилегающей к надвигу, участков повышенной трещиноватости и дробления, обусловивших дополнительное нагнетание глин из соседних областей под действием гравитационных сил. Диапиризму способствовало, вероятно, и наличие водонасыщенных горизонтов в майкопских толщах, резко снижавших трение во время скольжения пачек пород друг о друга.

6. В направлении к югу происходит усиление степени деформированности осадков чехла, что выражается, с одной стороны, в увеличении количества надвигов, с другой — в возрастании величины горизонтального смещения аллохтонных пластин по ним. В силу этого на Керченском полуострове пластины, нарезаемые надвигами, обнажаются лишь своими фронтальными 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. Всем этим, как представляется, они обязаны боковому сжатию, действие которого на породы южных частей территории, очевидно, оказалось больше, чем северных, ибо первые были расположены несравненно ближе к источнику давления — геосинклинальной области.

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

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ГОРНОГО КРЫМА

Район горного Крыма, в строении которого участвуют породы мезозоя и частично кайнозоя, резко выделяется в структуре Крымского полуострова особой сложностью внутреннего строения. Его отличает чрезвычайно интенсивная деформированность пород, создавшая своеобразный мозаичный рисунок тектоники этой территории. Здесь соседствуют рядом маломощные платформенные отложения и моласса, рифовые известняки и флиш, вулканогенно-осадочные геосинклинальные образования и осадки, характерные для структур краевых прогибов. Нередко граничат разновозрастные, но различные по своему фациальному составу породы (рис. 36, см. вкладку).

Детальное изучение геологии этой области, прежде всего структурного соотношения ассоциаций горных пород, позволило установить, что территория современного горного Крыма в мезозое развивалась как платформа. Следовательно, присутствующие здесь геосинклинальные разновозрастные с платформенными образования, следуя гипотезе мобилизма, являются аллохтонными. Их накопление происходило вдали от платформы, в совершенно ином седиментационном бассейне. В настоящее положение они перенесены путем шарьирования в момент мощного бокового сжатия, силы которого направлены в сторону кратона [Казанцев, 19796].

Наблюдаемая пестрота в размещении различных горных пород обусловлена, как обнаруживается, действием неоднократно повторявшейся тектонической активности, последние "всплески" которой приводили уже не столько к созданию, сколько к разрушению некогда сформировавшихся структур. Поэтому сейчас в горном Крыму мы видим лишь обрывки былых строений, растащенных и сдвинутых с мест своего первообразования.

Справедливо заметить, что на чрезвычайно широкое развитие тектонических нарушений в Крыму указывали еще А.А.Борисяк [1900—1911] и А.С.Моисеев [1935]. Первый считал, что для тектоники горного Крыма характерны многочисленные сдвиги, имеющие отчетливую морфологическую выраженность: они приурочены к перевалам (Байдарские ворота, Эски-Богаз над д. Лимены), прослеживаются вдоль рек (Учан-Су, Яузлар, Чува, Авинда и др.) и т.д.

А.А.Борисяк отмечал, что по разрывам в сопряжении приходят верхнеюрские отложения со среднеюрскими и верхнетриасово-нижнеюрскими, при этом по обе стороны от тектонического контакта разновозрастные породы имеют нередко одинаковые простираения. Отчетливый разлом, по его мнению, картируется вдоль русла р. Телшар. Здесь известняки верхней юры, слагающие восточный склон горы Иограф, падая на северо-запад под углом 30° , обрываются плоскостью тектонического нарушения северо-восточного простираения, погружающегося под углом 30° на юго-восток. На другой (левой) стороне реки обнажаются сланцы и песчаники средней юры, слои которых прослеживаются в северо-восточном направлении. Подобные примеры многочисленны.

По данным А.С.Моисеева, горное Крымское сооружение представлялось также разбитым на ряд блоков, смещенных в плане друг относительно друга. Разнообразие форм и размеров отдельных блоков, различие в них пликвативной тектоники вынудили этого исследователя прибегнуть к объяснению механизма формирования разрывных нарушений путем одновременного действия сил тяжести, растяжения, вращения и кручения. Отводя главенствующую роль в тектонике области дизъюнктивных дислокациям, А.С.Моисеев тем не менее не совсем точно определял механику их образования. Ниже мы попытаемся показать, что возникновение такой сложной мозаичной структуры Крыма обусловлено тангенциальным давлением, действовавшим в период интенсивного сжатия и направленным со стороны развивавшейся в это время на юге мобильной зоны — геосинклинали.

Главным структурным элементом горного Крыма является тектонический блок, характеризующийся своим собственным резко отличающимся от соседних внутренним устройством, обусловленным раздвижением, разворотом его относительно других блоков. При этом часть рядом расположенных блоков, сложенных разновозрастными и однотипными в фаціальном отношении породами, образует как бы единые, огромных размеров массивы, как, например, массив флишевых образований верховьев рек Бельбека, Качи и Альмы, известняковые массивы Демерджи и Караби-Яйлы, Айпетринской и Никитской яйл и др. Такие массивы большинство исследователей (М.В.Муратов, Г.А.Лычагин, В.И.Архипов и др.) рассматривают в качестве основных тектонических единиц Крыма и описывают как Качинский и Туакский антиклинории, антиклинорий западной части южного берега, Судакский синклинорий и пр. Отнесение их к той или иной структурной форме основывается только на возрасте слагающих образований. Считается, например, что если массив выполняют наиболее древние породы, то он непременно должен быть антиклинорной структурой. Однако ни в одной из названных структур не удается определить местоположение ядра, размах крыльев и их наклоны, длину и амплитуду поднятия (или опускания), т.е. все те параметры, которые характеризовали бы ее как тектонический элемент. Мало того, отдельные складчатые формы в ней могут быть внезапно оборваны и их продолжение обнаруживается в соседнем блоке, но уже с иными простираниями. Поэтому для определения морфологии структуры необходимо прежде всего учитывать характер соотношения ее с соседними.

Все исследователи признают, что в Крыму соотношения большинства структур тектонические. Однако характер тектонических границ может объясняться различно. Названные выше геологи определяют их в виде вертикальных разрывов, создавших горстовые (антиклинорные) и грабеновые (синклинорные) формы. Следовательно, как приподнятые, так и опущенные структуры, по их мнению, на глубине имеют свои корни.

Фактические данные свидетельствуют, что в горном Крыму развиты разрывы как с вертикальными, так и с горизонтальными поверхностями смещения, причем первые, как наиболее доступные для наблюдения, отмечаются чаще, что, возможно, и явилось причиной их выделения предшествующими исследователями в качестве основных элементов, образующих структуры.

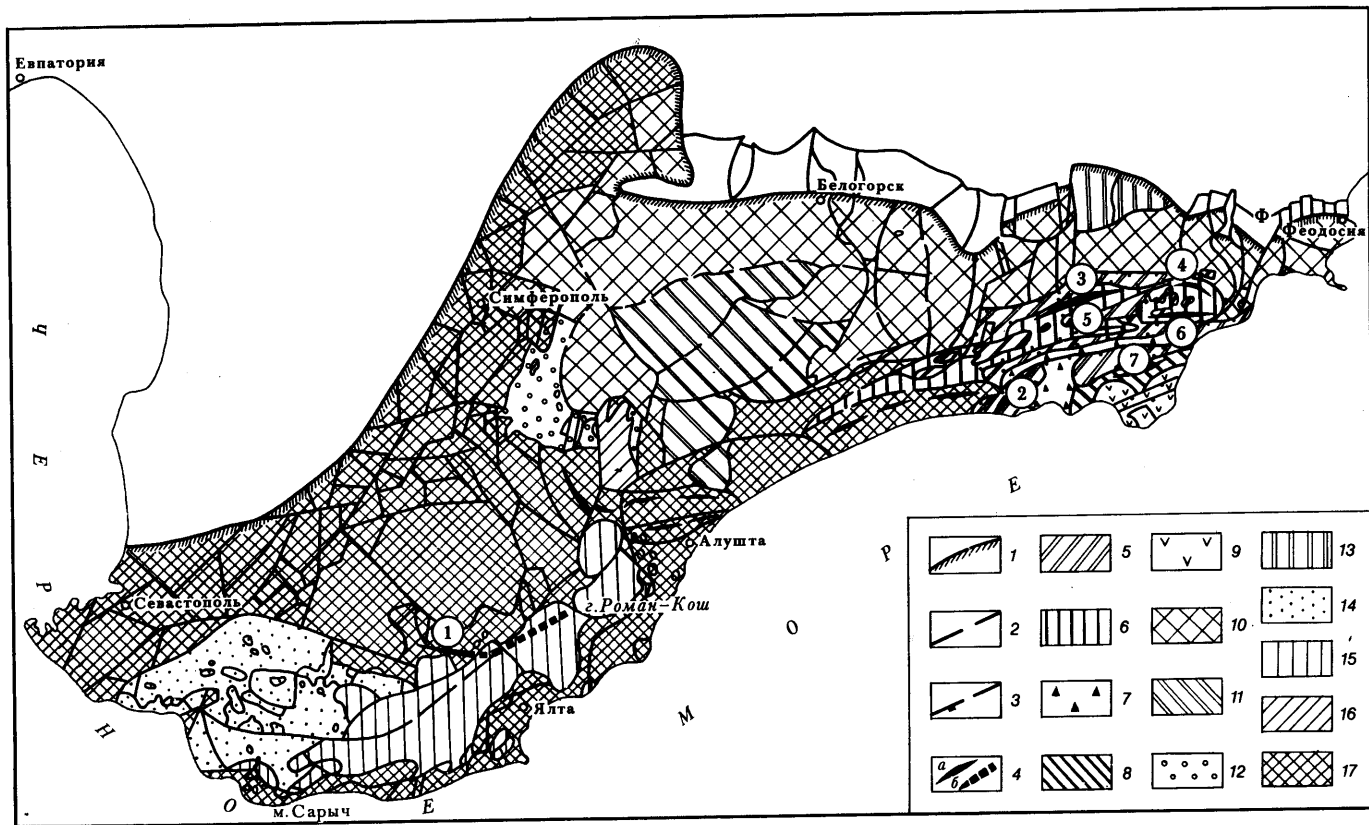
Анализ накопленного геологического материала, в том числе и личные наблюдения, позволяют по-иному оценить последовательность раз-

рывных дислокаций. Устанавливается, что главными, определяющими тектонику региона выступают нарушения, по которым смещения происходили в горизонтальной (или в близкой к ней) плоскости в результате шарьирования масс горных пород в направлении с юга на север. Вполне вероятно, что массивы яйлинских известняков либо таврических толщ представляли собой крупные тектонические пластины, переместившиеся с юга, из геосинклинали, на край платформы. Величина переброса аллохтона от места расположения корней была, таким образом, значительной. В последующие этапы шарьирования тектонические пластины в силу возросшего сопротивления трения уже не испытывали значительных латеральных передвижений, а дробились на блоки с преимущественно вертикальными разграничениями. По мере движения такие части отчленились друг от друга, разворачивались и раскалывались на более мелкие блоки (рис. 37).

Особенно интенсивное разрушение испытывали фронтальные части аллохтонов. В результате в этих местах беспорядочно скучивалось множество блоков и более мелких глыб, представленных породами геосинклинали ряда. В то же время между ними могли быть затерты платформенные образования, сорванные с подстилающего осадочного чехла. Среди последних довольно многочисленны известняки нижнего и среднего карбона, перми и верхнего триаса, песчаники и известняки лейаса, залегающие в форме валунов в толще флиша верхнего триаса — средней юры. В большинстве своем они встречаются на северном склоне горного Крыма, в долинах рек Альмы, Бодрака и Салгира.

Отчетливое боковое строение можно наблюдать в Салгир-Альминском междуречье (рис. 38). Здесь вследствие тектонического нагромождения оказались в непосредственной близости блоки пород, представленные различными по составу и возрасту отложениями. Сами блоки друг относительно друга развернуты так, что в каждом из них внутреннее строение резко отличается и совершенно не согласуется с рядом расположенными. Так, толща байраклинских конгломератов верхней юры, слагающих водораздел Альбы и Салгира, образует тектонический блок, вытянутый в субмеридиональном направлении на 20 км. Конгломераты в блоке имеют в целом северо-восточное простирание и моноклиналиное северо-западное падение. Их слои на юго-западе непосредственно утыкаются во флишевые образования таврической серии верхнего триаса — нижней юры, собранные, в свою очередь, в складки преимущественно северо-западного простирания. Граница рассматриваемого блока имеет довольно причудливые очертания. Можно видеть, как породы верхней юры заливами далеко (на 0,5 км) заходят внутрь площади распространения сланцев верхнего триаса — нижней юры, в то время как сами сланцы языками вдаются в байраклинские конгломераты. Такое поведение в плане границы, повторяющей все изгибы неровностей рельефа, по-видимому, обусловлено положим, прилегающим к субгоризонтали наклоном поверхности основания описываемого тектонического блока. В результате в местах понижений рельефа вскрываются отложения таврической серии, а на вершинах располагаются конгломераты верхней юры.

Юго-восточная часть блока оказалась дополнительно раздробленной и растасченной на ряд мелких глыб, так что в промежутках между ними обнажились таврические сланцы постели блока. Местами они были выжаты и затерты между глыбами. Окна подстилающих таврических пород имеются и на крайнем северо-западе блока. Одно из них,



расположенное в овраге на левом берегу р. Салгир, показано на рис. 38. Выход его простирается в северо-восточном направлении на 1,5 км при ширине до 250–300 м.

У Симферопольского пруда, на р. Салгир, картируется значительных размеров (1х3 км) тектоническое полуокно, сложенное флишевыми образованиями таврической серии с совместно встречающимися интрузивными породами. Поведение границ полуокна и прямая связь простираения их с формами рельефа подчеркивают пологий контакт поверхности надвигания блока байраклинских конгломератов, покоящихся на толще флиша.

Внутри блока верхнеюрских конгломератов встречаются мелкие тектонические глыбы (останцы) разновозрастных отложений, но представлены исключительно известняковой фацией осадков. Размеры их невелики и достигают в максимуме 0,8–1 км в поперечнике.

В верховьях р. Альмы выделяется несколько тектонических блоков неправильных очертаний, сложенных породами таврической серии и осадками среднеюрского возраста. Среди них имеются блоки изометричной, прямоугольной, трапецидальной либо треугольной формы. Максимальные их размеры в поперечнике достигают 5–7 км. Внутренней структуре каждого отдельно взятого блока свойствен свой рисунок. Вдоль границ блоков, как правило, широко развиты брекчирование, расланцевание, интенсивное дробление. Таврические породы у контактов смяты в мелкие, причудливой формы микроскладки. Наиболее значительная перемятость слоев наблюдается в блоках, прослеживающихся вдоль р. Альмы у с. Дровянки и имеющих вытянутую в северо-западном направлении форму. Здесь флишевые толщи собраны в многочисленные изоклинальные складки с размахом крыльев от нескольких метров до километра, простирающиеся в основном в северо-западном направлении. Ряд блоков представляет собой фрагменты былых более крупных структур, сохранившихся в виде части крыла, оборванной периклинали или ядра складки.

Рассматриваемые блоки являются составной частью выделяемого М.В.Муратовым ядра древнего Качинского антиклинория, прослеживаемого от бассейна р. Бельбек до бассейна р. Салгир в северо-восточном направлении. Такое простираение структуры не согласуется с его внутренним строением. Вышеназванный автор также признает, что ориентировка складчатых дислокаций не соответствует общему простираению Качинского поднятия. Слои флиша в каждом блоке имеют резко различные ориентировки. Здесь встречаются блоки с юго-западным, широтным, северо-западным, субмеридиональным и северо-восточным направлениями простираений слоев. Углы наклона их часто довольно крутые (до 70°).

Рис. 37. Тектоническая схема горного Крыма

1 — главный фронтальный надвиг аллохтона горного Крыма; 2 — линии тектонических нарушений; 3 — то же с направлением падения поверхностей смещения; 4 — оси линейных антиклинальных складок, картируемых на поверхности (а) и предполагаемых под надвигами (б): 1 — района с. Счастливого, 2 — Перчемская, 3 — Суук-Су, 4 — Щebetовская, 5 — Тарахташская, 6 — Урбашская, 7 — Копсельская; тектонические пластины: 5 — Перчемская, 6 — Суук-Су, 7 — Судакская, 8 — Копсельская; 9 — пластины п-ова Меганом; фрагменты разрушенных тектонических пластин: 10 — Индоло-Зуйского района, 11 — Караби-Яйлы, 12 — Салгирской, 13 — горы Агармыш, 14 — Байдарской и Варнаутской котловин, 15 — Яйлинской, 16 — хр. Чатырдаг и 17 — наиболее древних из известных в Крыму, сложенных флишем верхне-го триаса, нижней и средней юры

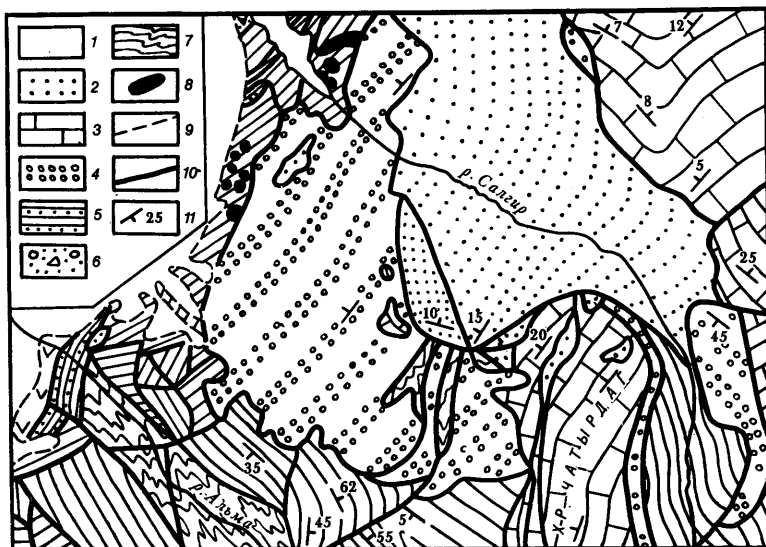


Рис. 38. Схема геологического строения участка Салгир-Альминского междуречья (по данным Е.А. Успенской)

1 — отложения нижнего мела платформенного типа; 2 — то же геосинклинального типа; 3 — карбонатные породы верхней юры; 4 — конгломераты верхней юры (байраклинская толща); 5 — осадочно-эффузивная толща средней юры; 6 — глыбовый горизонт; 7 — флиш верхнего триаса — нижней юры (таврическая серия); 8 — интрузивные образования; 9 — стратиграфические границы; 10 — тектонические границы; 11 — наклонное залегание пород и угол наклона

Особенно сложно деформированы породы верхнего триаса — нижней юры в северо-восточной части антиклинория, выделенной еще К.К.Фохтом как наиболее древний (допозднеюрский) элемент структуры Крыма — Мезотаврический краж. Здесь, в долине руч. Курцы, возле Петропавловского пруда аллохтонно залегающие вулканиты и перекрывающий их олистостромовый горизонт средней юры окружены мощной (ширина выхода 150 м) тектонической брекчией. Наиболее обнажена зона тектонитов вдоль северной границы аллохтона, где она сопряжена с олистостромой. В результате отдельные блоки и глыбы известняков с фауной триаса и нижней юры, слагающие горизонт, претерпели интенсивное перетирание, раздавливание. Деформированными оказались раковины брахиопод и аммонитов на поверхностях глыб [Дехтярева и др., 1978]. В тектоническую "мешанину" попали обломки флишевых пород верхнего триаса — нижней юры, песчаники и ороговикованные аргиллиты лейаса, известняки нижнего мела.

В долине р. Малый Салгир, за Симферопольским водохранилищем, там, где вскрывается передовая часть Крымского аллохтона, дислоцированность пород достигает максимума. Хаотическое нагромождение здесь блоков, глыб и валунов различного по возрасту (от верхнего триаса до мела) и составу (от осадочных до магматических) образований можно представить гигантским по масштабу тектонитом, как бы сгруженным бульдозером впереди движущихся шарьяжных пластин. Как замечает Г.А.Лычагин [1969, с. 347—348], "...песчаники и аргиллиты таврической серии совершенно раздроблены и часто превращены

в брекчию. Одна из таких зон перемятых и раздробленных пород протягивается от пос. Марьино в долине р. Салгир до с. Строгановки в долине Малого Салгира. Пробуренная в этой зоне структурная скважина глубиной около 900 м не вышла из перемятых и раздробленных песчаников и аргиллитов. Только в отдельных интервалах отмечены мало раздробленные породы..."

Вполне возможно, что в начальные этапы шарьирования сланцы таврической серии совместно с породами средней юры и интрузивными образованиями "Качинского антиклинория" представляли собой единую тектоническую пластину, надвинутую на край Крымской мезозойской платформы. Однако затем, уже в последующие периоды сжатия, когда на край платформы стали наволакиваться верхнеюрские и нижнемеловые геосинклинальные формации, таврические сланцы Качинской тектонической пластины реагировали на действие бокового давления уже как составная часть платформы: они дробились на более мелкие глыбы, частью сдирались со своего основания и разворачивались друг относительно друга. Слои пород в них подвергались интенсивному смятию и раздавливанию. Результаты этих дислокаций мы наблюдаем сейчас на участке Салгир-Альминского междуречья (см. рис. 38).

На этом же рисунке видно, что блок известняков верхней юры хр. Чатырдаг имеет тектонические контакты. Имея в целом субмеридиональное простирание и западное падение, слои пород на северном его конце упираются в такого же возраста конгломераты среднего блока, вытянутого узкой полосой вдоль границы вначале в субширотном направлении (с. Мраморное), затем круто поворачивая на юг. Их широтное простирание сохраняется вдоль восточного края тектонического блока, в то время как слои известняков подходят к контакту под косым углом. Западнее блока, на западных острогах хребта, наблюдается ряд мелких (до 1—1,5 км в поперечнике) глыб таких же верхнеюрских известняков, вероятно, отколовшихся в процессе тектонического перемещения от основного блока. Здесь же встречаются огромные глыбы таврических пород, лежащих на верхнеюрских карбонатах (гора Домчи-Кая). Некоторые из них располагаются на одном гипсометрическом уровне с юрскими, однако падение их слоев направлено навстречу либо слои утыкаются по простиранию в юрские (руч. Суат, гора Эклизи-Бурун).

В районе д. Дружной и к югу от нее верхнеюрские известняки слагают несколько блоков, как бы припаянных друг к другу. Простирания пород в каждом из них резко (на 50—90°) различны: в северном блоке слои образуют пологую широкую синклинальную складку, шарнир которой погружается на север под углами 5—10°; в среднем блоке падение известняков ориентировано на северо-восток под углом 20°; южный блок имеет субширотное простирание. Вдоль западных ограничений к этим блокам в ряде мест подходит вплотную верхнеюрские конгломераты, залегающие с простиранием на северо-запад и крутым падением к юго-востоку (см. рис. 38).

Разные тектонические блоки занимают различное гипсометрическое положение. Блоки, сложенные молодыми отложениями, могут располагаться ниже соседних, представленных более древними породами. Например, песчано-глинистые образования апта — альба занимают долину р. Салгир, а окружающие со всех сторон блоки верхнеюрских пород слагают водораздельные пространства. Граница между мелом и юрой на юге проходит вдоль горы Тазтау и северного края Чатырдага,

заходя на юго-востоке в глубь ущелья между Чатырдагом и северными отрогами хр. Демерджи. Вот как описывает ее А.С.Моисеев [1930, с. 55]: "Между мелом и верхней юрой появляется в районе д. Аян узкая полоска таврических сланцев (таврические сланцы встречены над правым берегом Салгира, а также в виде обломков у северного основания горы Тазтау. На левом берегу Салгира у д. Аян по контакту с верхней юрой обнажается мел). Нижнемеловые песчаники и глины

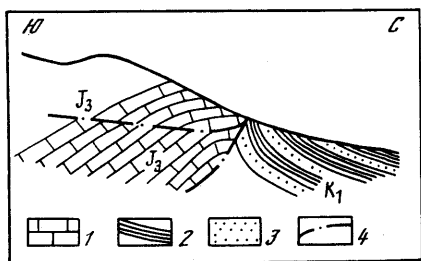


Рис. 39. Гора Тазтау около д. Аян (ныне пос. Родники). Рисунок по фотографии А.С. Моисеева [1930]

1 — известняки верхней юры; 2 — глины и 3 — песчаники нижнего мела; 4 — линии тектонических нарушений

падают у д. Шумкай к NW 15–20° и вблизи Чатырдага у д. Бюк-Янкой на NW 80°, а у д. Аян падение из NW 20° переходит в южное по контакту с таврическими сланцами. Сами таврические сланцы падают на NNW 85°, и на них налегают верхнеюрские конгломераты, переходящие в красноватые известняки, которые образуют гору Тазтау (их простирание NE 50° и падение SW 60–70°). Учитывая высокое положение юры по отношению к мелу и опрокидывание юрских пород в сторону мела, следует допустить здесь надвигание юры, слагающей северные склоны Чатырдага, в сторону мела долины р. Салгир" (рис. 39).

На северных склонах Чатырдага в глубоко врезанных оврагах (Тас-Кар, д. Аян) встречаются выходы нижнемеловых отложений, являющихся, по-видимому, тектоническими окнами того же мела долины р. Салгир, обнажающимися из-под известняков верхней юры (см. рис. 38). Судя по этому, поверхность надвигания имеет здесь очень пологое (возможно, субгоризонтальное) залегание. Не исключается и совместная дислоцированность толщ аллохтона и подаллохтона, надвинутых тектонически на флиш верхнего триаса — нижней юры. Здесь, в верховьях р. Салгир, между селами Перевальное и Заречное, в 1952 г. в одной из трех пробуренных скважин была вскрыта мощная зона брекчий на контакте меловых и таврических пород [Тектоника..., 1963], свидетельствующая о тектоническом (аллохтонном) залегании нижнего мела на образованиях триаса.

• Характер дислокации на границе мела и домеловых отложений отчетливо прослеживается в районе с. Мангуш (ныне Прохладное). Проведенные исследования позволили установить здесь довольно сложные взаимоотношения различных стратифицированных толщ (рис. 40). Геологический разрез выбранного участка представлен внизу (верхний триас — нижняя юра и средняя юра) геосинклинальными формациями, вверх (мел) — платформенными. Наиболее древними являются флишевые осадки таврической серии, занимающие центральную часть площади и обнажающиеся по склонам гор Шелудивой, Длинной и Кермен. Это темно-серые и черные, иногда буровато-серые аргиллиты, алевролиты и песчаники, ритмично переслаивающиеся между собой. В северной части участка, на правом и левом берегах р. Бодрак, неширо-

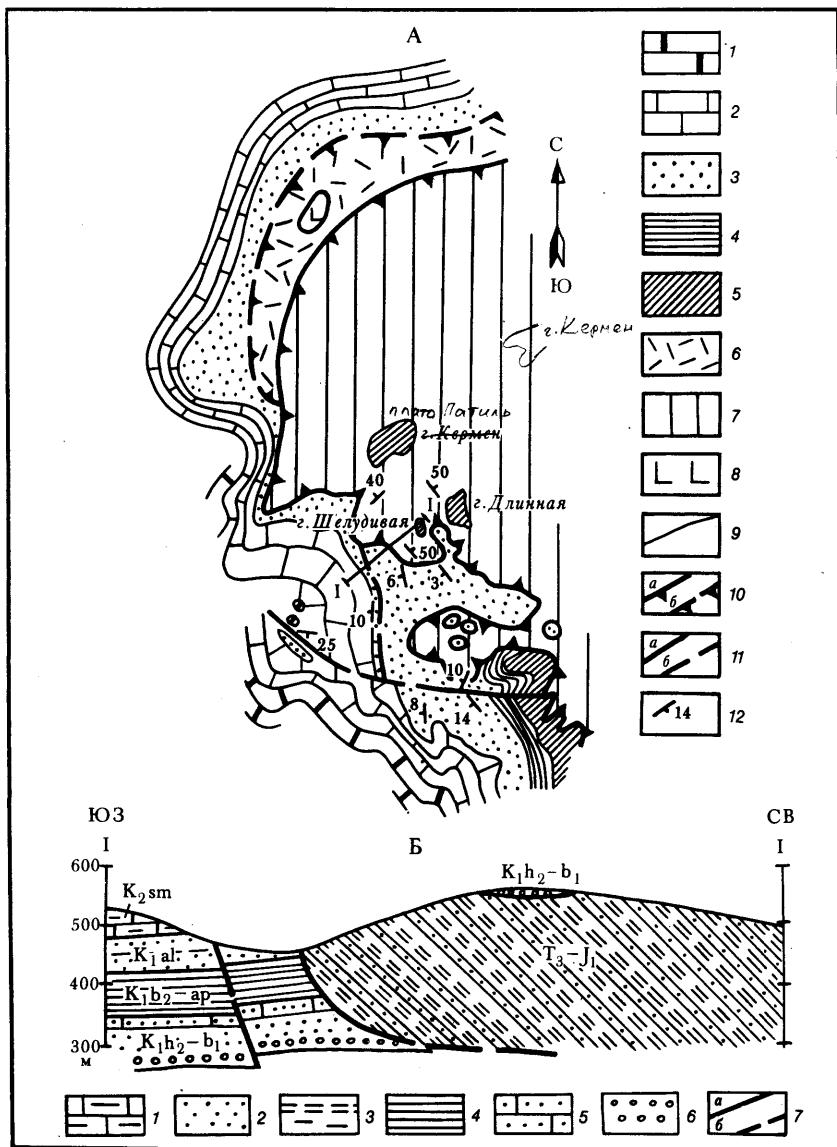


Рис. 40. Схематический геологический план района с. Мангуш (А) и геологический разрез через гору Шелудивую (Б)

А. 1 — известняки турона; 2 — мергели сеномана; 3 — песчаники и аргиллиты альба; 4 — глины верхнего баррема — апта; 5 — конгломераты и известняки верхнего готерива — нижнего баррема; 6 — аргиллиты, песчаники, туфы, туфопесчаники средней юры (байос); 7 — песчаники, алевролиты, сланцы верхнего триаса — нижней юры (таврическая серия); 8 — диабазы и диабазовые порфириды; 9 — стратиграфические границы; 10 — надвиги установленные (а) и предполагаемые (б); 11 — прочие разрывные нарушения установленные (а) и предполагаемые (б); 12 — наклонное залегание пород и угол наклона; I—I — линия разреза

Б. 1 — мергели; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты и алевролиты; 4 — глины; 5 — известняки песчанистые; 6 — конгломераты; 7 — разрывные нарушения установленные (а) и предполагаемые (б)

кой полосой обнажаются породы юрской системы, представленные байосским ярусом среднего отдела. Это аргиллиты, содержащие прослойки песчаников с сидеритовыми конкрециями, туфы и туфопесчаники. Иногда встречаются покровы диабазовых порфиритов.

Меловые отложения широко развиты вдоль западного края рассматриваемой территории, а также слагают верхинные поверхности гор Шелудивой, Длинной и Кермен. Разрез начинается конгломератами, сменяющимися вверх известковистыми косослоистыми песчаниками и песчанистыми известняками желто-бурой окраски, с обильными остатками фауны раннего баррема и второй половины готерива [Муратов, 1949]. Мощность их достигает 80 м. Разрез мела наращивают вверх серые и розоватые пластичные глины мощностью 60–70 м. Они согласно перекрывают готерив-барремские известковистые песчаники на юге рассматриваемого участка, в районе горы Присяжной. Возраст их по фауне ауцеллин и белемнитов отвечает позднему баррему — апту. К юго-западу от этой горы последние без перерыва сменяются альбскими глауконитовыми песчаниками с песчанистыми глинами, имеющими косую слоистость. Мощность пород 60 м. Песчаники перекрываются мергелями сеномана верхнего мела.

В районе с. Мангуш, на склонах горы Шелудивой, флишевые образования таврической серии залегают с падением на север и северо-восток под углом 50° . Вершина сложена отложениями готерив-баррема, слои которых с резким несогласием лежат на размытой поверхности смятых в складки пород верхнего триаса — нижней юры. В основании южного склона этой горы в глубоко врезанных оврагах вскрываются красноцветные косослоистые песчаники низов верхнего альба. Их выходы в плане прослеживаются далеко внутрь массива таврических пород и имеют вид заливов и рукавообразных тел. Считается, что альбские осадки отлагались после длительного перерыва, во время которого должны были произойти интенсивные тектонические движения, обусловившие подъем пород готерив-баррема, так что последние оказались гипсометрически приподнятыми над альбскими [Муратов, 1969]. Альбские песчаники, таким образом, занимают эрозионную промытую в таврических породах долину. Но в этом случае трудно объяснить тот факт, что слои песчаников альба, залегая с азимутом падения $210\text{--}240^\circ$ под углом $3\text{--}6^\circ$, на протяжении всей границы с флишем соприкасаются различными слоями. Такие соотношения, скорее всего, должны указывать на тектонический характер их контакта, а не на ингрессивное прилегание пород нижнего мела к верхнетриасовым—нижнеюрским. Об этом же свидетельствуют интенсивная перемятость и изогнутость в мелкие (доли метра) причудливой формы складки сланцев таврической серии в непосредственной зоне контакта, исчезающие вдали от нее.

По своей форме нарушение является надвигом. Хотя во фронтальной части надвиг, по-видимому, имеет довольно крутое залегание, на глубине он выполаживается до субгоризонтального положения. Это подчеркивается извилистостью на юге линии выхода его на поверхность, согласующейся с характером рельефа. В местах понижения рельефа (например, юго-восточнее с. Мангуш) встречаются небольших размеров тектонические окна альбских песчаников среди поля развития отложений таврической серии (см. рис. 40).

Южнее с. Мангуш, где линия надвига круто отворачивает к юго-востоку, на поверхности обнажаются доальбские члены разреза. Здесь

развиты в полном объеме отложения нижнего мела начиная с верхней половины готерива и кончая альбом (описание приведено выше). Перерыв же в основании верхней половины готерива, отчетливо устанавливаемый на вершинах гор Шелудивой, Длинной и Кермен, является региональным для всей западной половины Крыма.

Аналогичные стратиграфические соотношения наблюдаются за пределами рассматриваемого участка как к югу (долина р. Качи), так и к северу (р. Альма). У с. Саблы, расположенного в 10 км северо-восточнее с. Мангуш, по данным М.В.Муратова [1949], разрез мела также начинается с готерив-барремских отложений, представленных в основном песчаными известняками. Далее следуют согласно залегающие зеленовато-серые глины апта и красноцветные кварцевые песчаники альба, перекрытые мергелями верхнего мела. Таким образом, в течение раннемелового времени (начиная с позднего готерива) во всей западной половине Крыма происходило нормальное, без существенных перерывов накопление осадков. Трудно представить, чтобы однообразная в литологическом отношении толща осадков, выдержанная по мощности на всем простирании, вдруг в одном пункте (с. Мангуш) имела бы совершенно иные (с глубоким перерывом) межпластовые стратиграфические соотношения. Правильнее признать, что наблюдаемое гипсометрически низкое положение альбских песчаников по отношению к готерив-барремским карбонатным образованиям объясняется их тектоническим смещением друг относительно друга, происшедшим уже в послепальбское время.*

Линия выхода описываемого надвига прослеживается на северо-восток в направлении к с. Партизанскому, окаймляя на всем протяжении массив флишевых пород таврической серии. В местах глубоких эрозионных врезов в тектонических окнах и полук окнах из-под него обнажаются различные фрагменты разреза нижнего мела.

К югу, в пределах Айпетринской, Ялтинской яйл и Бабуган-Яйлы, выделяется несколько крупных блоков, сложенных верхнеюрскими известняками. Простирание пород в них северо-восточное с падением преимущественно на северо-запад. И.В.Архипов, Г.А.Лычагин и другие исследователи рассматривали их в качестве отложений, выполняющих центральную часть Юго-Западного синклиория, правда, как отмечают Г.А.Лычагин, М.В.Муратов [1969, с. 356], "на значительном протяжении ... даже на обнаруживающего четкого синклинального строения". Вполне возможно, что большинство из блоков ранее составляло единую тектоническую пластину, надвинутую на глинистые образования триаса — средней юры. Во время передвижения в теле этой пластины произошли поперечные сколы, расчленившие единый блок на ряд более мелких. Сохраняя в целом единое северо-восточное простирание, породы в этих блоках в местах сколов подверглись дополнительной дислоцированности. Слои вдоль контактов оказались смятыми в мелкие складки. Учитывая, что наиболее деформированными оказались западные и восточные края блоков, можно предположить, что их главное направление перемещения было ориентировано в субмеридиональном направлении.

На ряд сдвиговых нарушений в толще яйлинских известняков указывают Г.А.Лычагин и М.В.Муратов [1969], отметив, что эти нарушения не прослеживаются за пределы известняков в соседних среднеюрских и таврических породах. В качестве одного из них, четко устанавливаемого в верховьях р. Гува (к северу от г. Ялты), авторы

приняли юго-западное ограничение Роман-Кошского тектонического блока.

С юга рассматриваемые известняковые блоки тектонически контактируют со среднеюрскими породами, представленными в большинстве случаев флишевыми глинистыми формациями. Один из таких контактов отмечен А.С.Моисеевым [1930] в районе р. Суаткан. Изогнутые вдоль нарушения пласты верхнеюрских песчанистых известняков, залегающих в основании меловой гряды, падают на юго-запад под углом 30° и прямо упираются в сланцы средней юры. В основании горы

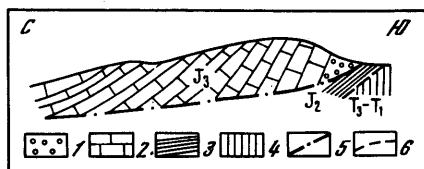


Рис. 41. Гора Чучель. Рисунок по фотографии А.С.Моисеева, [1930]

1 — конгломераты и 2 — известняки верхней юры; 3 — глинистые сланцы средней юры; 4 — флиш таврической серии; 5 — линия надвига; 6 — неустановленный характер контакта

Шишко (Айпетринская яйла), по данным того же автора, известняки имеют юго-восточное падение под углом 15° и утыкаются на юге в "подстилающие" глинистые сланцы средней юры.

На севере тектонический характер границ известняковых блоков подчеркивается встречным падением разновозрастных пород: располагающиеся на севере среднеюрские отложения имеют падения южных и юго-восточных румбов, тогда как примыкающие к ним с юга верхнеюрские падают на север.

Крайний северо-восточный из рассматриваемых блоков известняков верхней юры, названный тектоническим блоком горы Чучель, на западе соприкасается со среднеюрскими отложениями, имеющими моноклиналиное северное падение под углами до 40° (последние слагают самостоятельный аллохтонный блок). Известняки же падают на северо-запад под углами $20-40^\circ$. В юго-западной части, на южном склоне горы, в основании известняков выделяется слой конгломератов, залегающих согласно с известняками. Здесь их общее падение ориентировано на северо-запад под углом 55° . В подошве горы Чучель слои верхнеюрских пород (известняки и конгломераты) утыкаются в широтно простирающиеся глинистые сланцы среднеюрского возраста. Тектонический контакт между породами средней и верхней юры отчетливо виден на рис. 41.

На севере и северо-западе тектонический блок горы Чучель граничит с флишевыми образованиями верхнего триаса — нижней юры (таврическая серия), смятыми в складки северо-западного простирания. Может создаться впечатление, что верхнеюрские породы, занимая более высокое гипсометрическое положение по отношению к таврическим сланцам, ложатся на них стратиграфически несогласно. В действительности же описанный блок пород тектонически покоится на подстилающих отложениях различного возраста (от верхнего триаса до средней юры), имея в основании довольно пологую поверхность разрыва (см. рис. 41). С древними образованиями известняки блока контактируют своими различными частями разреза.

Северные тектонические ограничения глыб яйлинских известняков В.И.Архипов [1969] объединяет в единый главный сброс, имеющий, по его мнению, ступенчатое строение. Автор также делает заключение,

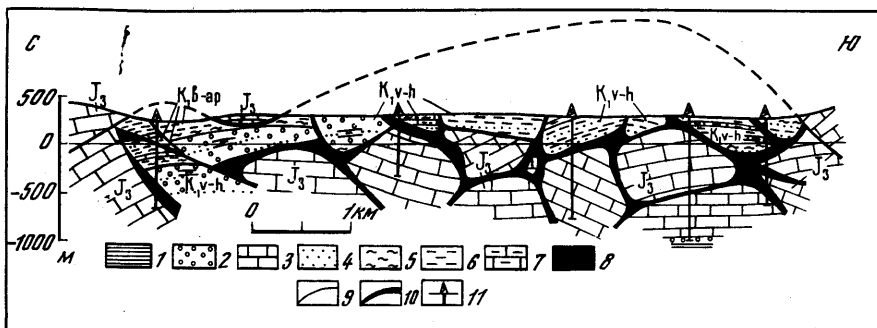


Рис. 42. Схематический геологический разрез вдоль восточной окраины Байдарской долины, между селами Передовое и Россошанка

1 — глинистые сланцы; 2 — конгломераты; 3 — известняки; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты; 7 — мергели; 8 — зона брекчий; 9 — стратиграфические границы; 10 — линии разрывных нарушений; 11 — скважины

что в разных участках местности простирание сброса порой буквально под прямым углом меняется с меридионального на субширотное, разделяя яйлинские известняки на тектонические блоки, последовательно погружающиеся в юго-западном направлении. В действительности же В.И.Архипов наблюдал не какое-то единое нарушение, а целую серию их, различающихся не только пространственной ориентированностью, но и формой поверхностей смещения. Северные края блоков ограничены надвигами, а восточные и западные — разрывами с преимущественно вертикальными плоскостями.

На западе блоки яйлинских известняков упираются во флишеидную толщу нижнего мела Байдарской долины, породы которой здесь имеют аналогичное с известняками субширотное залегание и северное падение. Здесь же вскрывается ряд блоков, сложенных флишеидными отложениями верхней юры (левый берег долины р. Коккозка, южнее деревень Богатое Ущелье, Поляна и пр.), слои которых смяты в складки преимущественно северо-восточного простирания, т.е. под небольшим углом к простиранию нижнемеловых осадков.

Чрезвычайно сложную картину разбитости пород юры и мела можно наблюдать вдоль восточного края Байдарской котловины, примерно по меридиану сел Передовое — Россошанка. Размеры блоков здесь весьма различны, но чаще не очень велики (сотни метров). На разрезе, представленном на рис. 42, например, видно, что скважины на глубине 800—1000 м пересекают до четырех-пяти таких блоков. Граничные поверхности последних выражены зонами милонитов и тектонически брекчированных пород мощностью от первых до нескольких десятков метров.

Вдоль северо-западных отрогов Ялтинской яйлы, в верховьях рек Качи, Каспаны, Стили, выделяется блок среднеюрских флишевых пород, слагающих крупную антиклиналь, прослеживающуюся на 25 км вначале (на западе, в районе с. Счастливое) в широтном направлении, затем (на востоке) в северо-восточном. Западная периклиналь структуры имеет отчетливое замыкание, восточное же ограничение, возможно, скрывается под блоками верхнеюрских известняков Ялтинской яйлы, так что обнаженным оказывается лишь часть северного крыла складки, породы которого погружаются под углами 25—30° (см. рис. 36, 37).

В пределах рассматриваемого блока встречается несколько изолированных небольших по площади выходов известняков оксфорда и титона, а также интрузивных образований среднеюрского возраста. Детальное изучение их взаимоотношений с вмещающими среднеюрскими породами позволяет сделать заключение, что все они залегают тектонически на среднеюрском флише. Каждый из мелких известняковых блоков представлен разными частями разрезов верхней юры так, что в сопоставлении со среднеюрскими отложениями они приходят различными стратиграфическими горизонтами (гора Яман-Таш, левый берег р. Каспана и др.).

Небезынтересны в этой связи наблюдения В.И. Архипова [1969], отметившего, что тектонические нарушения, затронувшие среднеюрские породы, не прослеживаются в соседних верхнеюрских (оксфордских) известняках. Точно так же разрывы, фиксируемые в верхнеюрских породах, не выходят в соседние среднеюрские или верхнетриасово-нижнеюрские образования. Фактически так и происходит (и должно происходить), ибо нарушения являются ничем иным, как разграничивающими поверхностями соприкасающихся тектонических блоков.

Изолированные многочисленные "островки" верхнеюрских пород среди меловых отложений встречаются вдоль северного склона главной гряды, в районе Балаклавы и Черной речки, в верховьях Бельбека, в долине Салгира и др. В окружающих их осадках мела в целом наблюдается моноклиальное северо-западное падение, так что к разбросанным по всему полю известнякам верхней юры нижнемеловые породы подходят слоями различного стратиграфического уровня. Следовательно, в большинстве своем выходы верхнеюрских пород являются аллохтонными, слагающими небольшие по размерам тектонические глыбы, нагроможденные здесь на нижнемеловые отложения, а возможно, и испытавшие позднее совместное с ними смятие в складки.

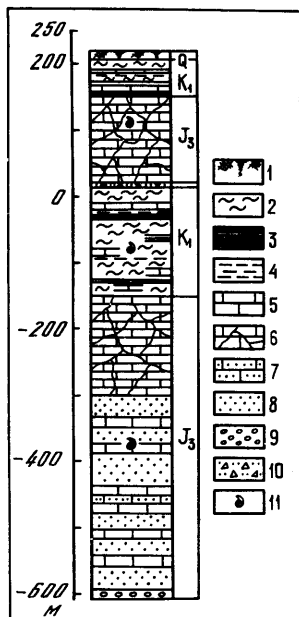
Надвиговые дислокации здесь подтверждаются данными бурения. Так, в скв. 48; пробуренной у с. Озерного (Куйбышевский район), было встречено повторение нижнемеловых отложений. Для иллюстрации приведем описание вскрытого скважиной разреза (рис. 43).

После галечного слоя сверху скважина вошла в алевролиты, глины и известняки нижнего мела (интервал 11,1—67,8 м) и красные брекчиевидные известняки с кораллами поздней юры (67,8—199 м), а с глубины 202,5 м встретила алевролиты, содержащие фауну пелеципод и аммонитов раннего мела. Между ними и вышележащими юрскими отложениями в интервале 199—202,5 м обнаружена зона брекчий, представленных в основном обломками серых и светло-серых известняков размером 15x20 см, спаянных известково-глинистой перетертой массой. По керну устанавливаются интенсивная перемятость, раздробление, наличие многочисленных сквозных трещин и зеркал скольжения по ним в верхней части нижнемеловых алевролитов. С глубины 366,9 м и до забоя (827,5 м) вновь повторились известняки серые и светло-серые, участками красноватые, с прослоями песчаников и конгломератов верхней юры. Аналогичные дислокации, встреченные по глубоким скважинам в Байдарской долине, отмечает В.И. Архипов [1969].

Вдоль западной оконечности Крымского полуострова, от мыса Фиолент до мыса Айя, имеется иножество блоков, представленных верхнеюрскими (оксфордскими и титонскими) породами в известняковой, конгломератовой и флишевой фациях, а также среднеюрскими—верхнетриасовыми флишевыми образованиями. В каждом из блоков просту-

Рис. 43. Разрез скв. 48, пробуренной в районе с. Озерное (Куйбышевский район)

1 — суглинки; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — глины; 5 — известняки; 6 — известняки брекчиевидные, трещиноватые; 7 — известняки песчанистые; 8 — песчаники; 9 — конгломераты; 10 — тектоническая брекчия; 11 — места обнаружения фауны



пают фрагменты складчатых структур. Например, в заливе Мегало-Яло обнажается блок среднеюрского флиша, слагающего антиклиналь с оборванными на западе и востоке крыльями. Непосредственно примыкающий с севера блок таврических отложений образует часть южной периклинали антиклинальной складки, ось которой наклонена на юго-запад. К западу и востоку от них располагается ряд блоков верхнеюрских пород, в которых вскрываются обрывки крыльев складок, ориентированных чаще с падением в северных румбах.

Такое хаотическое нагромождение различной формы и размеров блоков и глыб пород, представленных разнофациальными и разновозрастными отложениями, объясняется тем, что здесь обнажена передовая часть аллохтона горного Крыма. Она особенно интенсивно раздроблена, так как неоднократно испытывала действие сил бокового давления.

На западе аллохтон трансгрессивно перекрыт платформенными осадками мела. Это свидетельствует о том, что аллохтонные пластины геосинклинальных образований уже перед началом мелового периода (точнее, до позднего готерива) достигли области шельфа, и в тектонических перестройках в позднем мелу, палеогене и раннем неогене участвовали уже совместно с перекрывающими платформенными осадками.

Вертикальные поверхности сколовых деформаций, разграничивающих тектонические блоки, обнажены во многих пунктах. Наиболее доступные они для наблюдения в выемках дороги Ялта — Севастополь. В Варнаутской долине, напротив с. Гончарного, вскрыт отчетливый контакт двух блоков: с одной стороны (на юго-западе) блок сложен конгломератами верхней юры, с другой (на северо-востоке) — флишем нижнего мела. Граница их раздела имеет четкую вертикальную плоскость. В обнажении видно, что слои конгломератов титона по простиранию упираются в аналогично ориентированные пачки флиша валанжина. В непосредственном контакте имеется небольшая (до 10 см мощности) зона тектонического перетирания.

На перевале, над бухтой Ласпи, в борту автостреды обнажен вертикальный контакт верхнеюрских известняков и флиша, слагающих разные тектонические блоки (рис. 44). Простирание разлома, разграничивающего их, ориентировано по азимуту 40°.

Многочисленные блоки и более мелкие глыбы пород различного возраста и состава встречаются вдоль всего побережья горного Крыма от мыса Сарыч до Аюдага. Чаще всего среди них развиты клиппы, сложенные среднеюрскими флишевыми и вулканогенными образованиями,

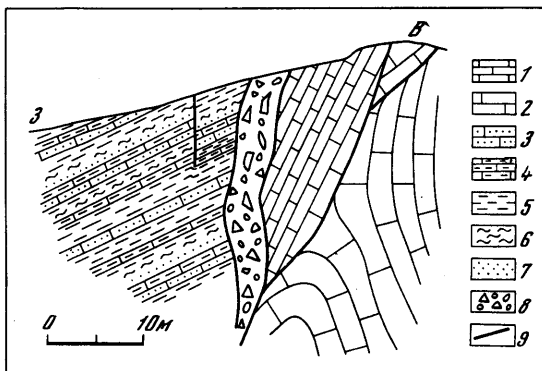


Рис. 44. Взаимоотношение тектонических блоков в борту дороги Ялта – Севастополь над бухтой Ласпи. Рисунок по фотографии

Известняковые фации верхней юры (оксфордский ярус) : 1 – слоистые известняки, 2 – массивные известняки; флишевые образования верхней юры (титонский ярус) : 3 – песчаные известняки, 4 – мергели, 5 – глины и аргиллиты, 6 – алевролиты, 7 – песчаники; 8 – тектоническая брекчия; 9 – линии разрывных нарушений

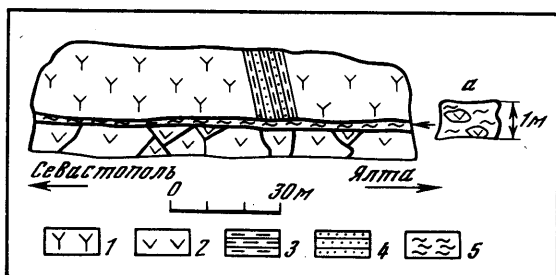


Рис. 45. Тектонические соотношения блоков среднеюрских пород в борту дороги Ялта – Севастополь напротив санатория "Форос"

1 – преимущественно туфы; 2 – порфиры основного состава; 3 – туфосланцы; 4 – туфопесчаники; 5 – милониты

различными интрузивными породами, а также известняками верхней юры. Все они тектонически нагромождены на флиш верхнего триаса – нижней юры, слагающий, в свою очередь, подстилающие аллохтонные пластины.

В борту дороги Ялта – Севастополь, напротив санатория "Форос", на протяжении 100 м непрерывно обнажены вулканогенные породы среднеюрского возраста. В верхней части обнажения вскрываются туфы и порфиры основного состава, содержащие редкие слои четко слоистых туфопесчаников и туфосланцев, залегающих с азимутом падения 50° под углом 70° . В нижней части обнажения породы обрываются зоной милонитов, прослеживающейся в субширотном направлении и падающей полого на север. В эту зону затащены отдельные обломки и глыбы порфиритов и туфов, достигающие размера 1 м, сплюснутые и растянутые согласно общему простираению зоны. Мощность ее не более 1,5 м, но в некоторых случаях пережимается до нуля. Под зоной располага-

ются интенсивно смятые и дробленые порфириды основного состава (рис. 45).

На южном склоне Главной гряды, над с. Лемены (Голубой Залив), обнажаются туфы, лавы и вулканогенно-осадочные образования средней юры, выделяемые в составе Леменского блока. Они слагают массивы гор Хыр и Пиляки. Внутри блок имеет сложное складчатое строение, нарушенное многочисленными как продольными, так и поперечными разломами, расчленяющими структуру на ряд мелких блоков, сдвинутых и растащенных друг относительно друга. Сам блок тектонически погружен во флиш таврической серии, повсеместно в зоне контакта смятый в мелкие, иногда оборванные складки (рис. 46).

Далее вдоль побережья Крыма (вплоть до с. Морского), на площади распространения флишевых толщ средней юры и таврической серии, удастся наблюдать отдельные полные складчатые формы. Такие структуры, как справедливо отмечают Г.А.Лычагин и М.В.Муратов [1969], всегда связаны с надвигами и часто имеют опрокинутые принадлежательные крылья. Несколько таких антиклинальных складок картируется к северу от Алушты. Они вытянуты в широтном направлении на 2,5—3 км, имея ширину около 0,5 км (см. рис. 37).

Тектонически напряженная структура характерна для северо-восточной части горного Крыма в районе, ограниченном на западе широтой г. Судака, на востоке — г. Феодосией, включая и п-ов Меганом. Развитые здесь преимущественно верхнеюрские отложения отличаются исключительно резкой фациальной изменчивостью как в широтном, так и в меридиональном направлении. Это же отмечают В.И.Архипов и М.В.Муратов [1969, с. 367], указывая, что "различные литологические типы, как правило, очень плохо выдержаны по простиранию, необычайно быстро (часто на расстоянии всего в несколько десятков метров) сменяясь разновозрастными, но иными по составу отложениями". Можно наблюдать также резкую смену по простиранию разновозрастных, но литологически сходных толщ, часто сохраняющих при этом одинаковые залегания слоев. Все эти моменты указывают на чрезвычайно интенсивную нарушенность района дизъюнктивами.

В пределах рассматриваемой территории наиболее отчетливо сохранена надвиговая природа главных, определяющих стиль тектоники Крыма дислокаций (рис. 47; 48). Здесь удастся проследить на значительном расстоянии фронтальные зоны тектонических пластин, как правило, смятых на всем протяжении в линейные антиклинальные складки, а также обнаружить их центральные и тыловые части, менее подверженные складчатым дислокациям. Обращает на себя внимание и еще одна особенность строения таких структур, к стати, указывающая на многоактность шарьирования: пластины участвуют, подобно стратифицированным толщам, в складчатости. При этом в сводах антиклиналей могут обнажаться породы подстилающей, а на крыльях — перекрывающей пластин.

Сохранность крупных шарьированных перекрытий здесь, возможно, объясняется более глинистым, а следовательно, более пластичным составом развитых в них отложений; она обусловлена, вероятно, также меньшей длиной транспортировки их от места коренного залегания, а возможно, мы наблюдаем структуры, не разрушенные на отдельные блоки потому, что они достаточно удалены от главного фронта аллохтона Крыма. Примером наиболее значительной из них является пластина Суук-Су, прослеживаемая почти на 40 км от вершины Чурлах-Сырт на

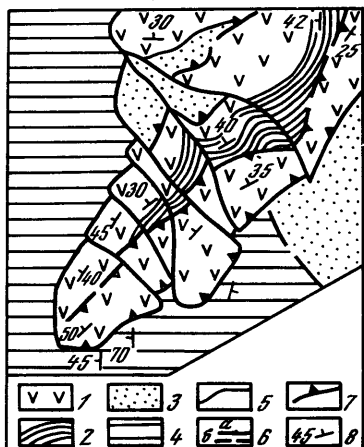


Рис. 46. Схематический геологический план Леменского участка (по данным В.И. Лебединского и А.И. Шалимова с добавлениями автора)

Средняя юра, байосский ярус: 1 — вулканогенная толща — туфы, туфобрекчии, лавы кератофиров и спилитов, туфопесчаники, туфосланцы; 2 — осадочная толща — песчаники, аргиллиты, прослои туфов и мергелистых известняков; верхний триас — нижняя юра, таврическая серия: 3 — верхняя часть — песчаники, алевролиты, аргиллиты, линзы гравелитов, 4 — нижняя часть — сланцы, аргиллиты, алевролиты, песчаники; 5 — стратиграфические границы; 6 — линии разрывных нарушений установленные (а) и предполагаемые (б); 7 — надвиги; 8 — наклонное залегание пород и угол наклона

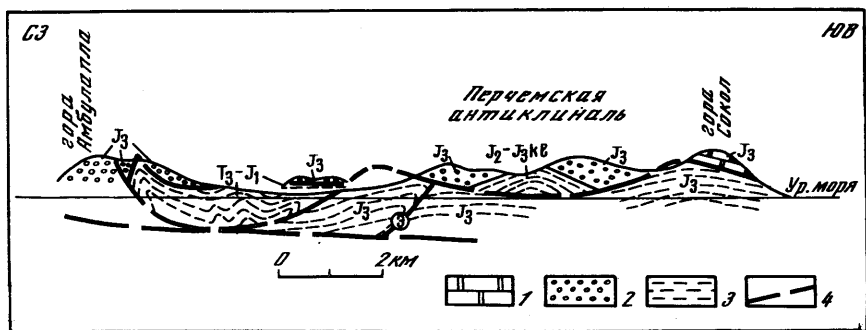


Рис. 47. Геологический разрез западнее г. Судак (по данным Н.А. Преображенского [1933])

1 — известняки рифогенные; 2 — конгломераты; 3 — флиш; 4 — надвиги (Э — Эчкидагский)

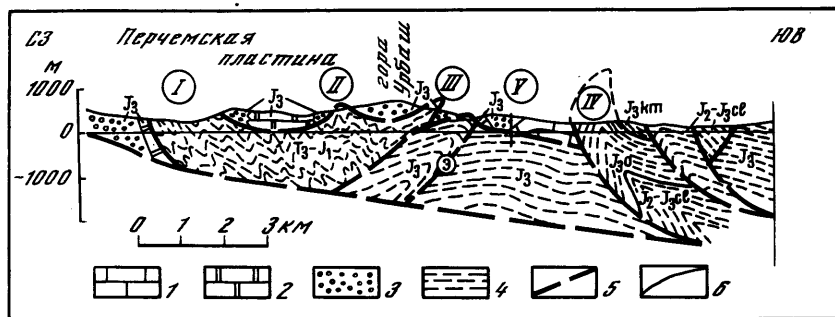


Рис. 48. Геологический разрез Урбаш-Перчемского пакета пластин

1 — известняки; 2 — рифогенные известняки; 3 — конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 — флиш; 5 — линии надвигов (Э — Эчкидагский); 6 — стратиграфические границы. Антиклинали: I — Суук-Су, II — Урбашская, III — Таракташская, IV — Копсельская; V — Манджил'sкая синклиналь

западе до с. Планерского на востоке. Ширина ее выхода достигает 5—6 км. Сложена она преимущественно породами таврической серии верхнего триаса — нижней юры и лишь в крайней восточной части здесь участвуют вулканогенно-осадочные образования средней юры.

На тектоническую пластину Суук-Су с юга полого надвинута Перчемская, представленная отдельными сохранившимися от эрозии и разбросанными по площади останками. Она ограничена на западе горой Перчем, на востоке д. Щебетовкой и юге шириной пос. Лагерного. Ее слагают конгломераты с массивами рифогенных известняков позднеюрского возраста, а также аргиллиты и мергели средней юры—келловая, залегающие, как правило, в основании пластины.

Пластины Суук-Су и Перчемская тектонически перекрывают отложения глинисто-карбонатного флиша оксфорда — титона Судакской тектонической пластины, обнажающейся в Судакской долине в виде тектонического окна. Кроме того, ее выход прослеживается узкой полосой северо-восточного простираения от пос. Веселое на западе до вершины Кара-Оба на востоке.

Серия этих трех пластин, осложненных совместно последующими деформациями, выступает в виде единого тектонического перекрытия. Фронтальный надвиг этой структуры прослеживается в субширотном направлении чуть севернее населенных пунктов Ворон — Лесное — Планерское, вдоль северного края распространения верхнеюрских конгломератов, граничащих с титонским флишем. В его лобовой части выделяются две крупные антиклинальные складки: Суук-Су и Щебетовская, в строении которых участвуют верхняя (Перчемская) и средняя (Суук-Су) пластины. Своды их сложены породами таврической серии, а крылья — тектонически налегающими конгломератами (иногда глыбовыми) и известняками (нередко рифогенными) верхней юры. Длина структур 16—18 км, ширина 3—5 км. Складки имеют круглые, иногда подвернутые северные крылья и пологие южные. В зоне, непосредственно примыкающей к фронтальному надвигу, в верхнеюрских отложениях наблюдается дополнительная мелкая (не более нескольких метров) складчатость, сопровождающая его на всем протяжении.

Центральная часть этого единого аллохтона, назовем его Урбаш-Перчемским, отличается куполовидной складчатостью. Слои пород на крыльях складок здесь имеют небольшую крутизну залегания — 35—40°, в сводах они выполаживаются до 5—10°. Следует, однако, заметить, что пачки таврического флиша, слагающие ядра антиклиналей, будучи шарьированными уже не в первый раз, несут следы более интенсивной деформированности. Порой в них наблюдается мелкая изоклиальная складчатость с размахом крыльев всего в несколько метров (приведенные выше параметры структур определялись исходя из действия последней, завершающей, складчатости без учета мелких осложнений, возникших при наложении нескольких фаз деформаций). Отложения тектонических пластин, смятаясь, образовывали структуры типа Урбашской, Перчемской и других более мелких антиклиналей.

Судакская пластина дополнительно осложнена надвигом встречного падения и субширотного простираения. Он известен под названием Эчкидагского, прослеживающегося с востока на запад на 20 км вдоль северных обрывистых склонов горы Манджил-Кая. Западнее, в районе восточных отрогов горы Перчем, этот надвиг перекрыт Перчемской тектонической пластиной (см. рис. 47). Вдоль его фронтальной части

породы также смяты в линейные антиклинальные складки, имеющие более крутые принадвигаемые и пологие противоположные крылья.

Рассмотрим пересечение Урбаш-Перчемского тектонического перекрытия в его западной части, начиная с вершины горы Амбулаплы на севере и кончая скалой Сокол у с. Новый Свет на юге (см. рис. 47). В строении здесь участвуют разновозрастные толщи флиша следующего состава: а) глинистого (сланцы, аргиллиты с прослоями песчаников) триаса — нижней юры, обнажающиеся в верховьях Кутлакской долины и на склонах вершины Амбулапла; б) карбонатно-глинистого (аргиллиты, мергели с прослоями известняков и песчаников) средней юры — келловейского яруса верхней юры, слагающие окрестности горы Перчем; в) глинисто-карбонатного (известковистые аргиллиты, мергели, известняки, прослой песчаников) оксфордского яруса верхней юры, широко представленные в нижних частях Судакской и Кутлакской долин, а также толщи конгломератов оксфорда (?) — титона, слагающие преимущественно вершинные поверхности гор Амбулапла, Перчем, Манджил-Кая и ряд холмов на склонах Кутлакской долины. Кроме того, встречаются рифовые известняки оксфорда, торчащие в виде скал (Сокол, Алчак-Кая, Чатал-Кая и др.) среди терригенно-карбонатных пород того же возраста.

На вершине горы Амбулаплы верхнеюрские конгломераты лежат субгоризонтально. Спускаясь по склону горы к югу, можно видеть, что они вдруг приобретают резко крутое залегание, местами поставлены "на голову" либо подвернуты к югу. Здесь к ним прижата пачка сланцев таврической серии, слои которой участками залегают на конгломератах. Южнее эти сланцы вновь перекрываются конгломератами. В верхней части склона последние также вздыблены, а по мере продвижения вниз постепенно выполаживаются с падением слоев на юг.

Таким образом, на южном склоне горы Амбулапла описанные породы слагают узкую линейную антиклинальную складку, несколько запрокинутую к северу. Ядро ее сложено флишем триаса — нижней юры, а крылья — конгломератами верхней юры. При этом первые выполняют тектоническую пластину Суук-Су, вторые — Перчемскую, смятые совместно в антиклинальную складку и надвинутые на Судакскую пластину.

На южном склоне горы тектоническое налегание Перчемской пластины на пластину Суук-Су не удастся обнаружить из-за закрытости непосредственного контакта между ними, да и совместное смятие пород в единую антиклиналь может свидетельствовать, скорее всего, о нормальном стратиграфическом их взаимоотношении. Но если перейти на восточный склон Амбулаплы, то станет видно, как конгломераты северного крыла структуры обрываются по простиранию, сменяясь сланцами таврической серии. Вследствие этого площадь выхода таврических пород резко увеличивается — они широким веером раскидываются в амфитеатре верховьев Кутлакской долины.

Восточнее, в левом борту Кутлакской долины и в ущелье р. Айсвы, вновь прослеживается та же антиклиналь, сложенная породами верхних двух пластин, прижатая с севера к надвигу, круто падающему на юг, под складку. Следует, однако, заметить, что конгломераты верхней коры здесь сохранились лишь на висячем (южном) крыле структуры. Подвернутое же лежащее крыло сложено, как и свод, сланцами таврической серии. По всей вероятности, юрские породы Перчемской пластины оказались полностью выжатými вдоль разрыва в момент фор-

мирования этой типичной надвиговой антиклинали. В зоне, прилегающей к надвигу, таврические образования раздроблены, перетерты. Местами в эту зону затащены глыбы размолотых по краям до состояния тектонической брекчи известняков и конгломератов верхней юры, глубоко вмятых в сланцевую массу. Описываемый надвиг имеет сравнительно крутой наклон поверхности в своей фронтальной части (т.е. ближе к дневной поверхности) и пологий, приближающийся к горизонтالي, на глубине (см. рис. 47 и 48).

Пологое залегание надвига было подмечено еще Н.А.Преображенским [1933], указавшим на присутствие в долине р. Судак нескольких тектонических окон, сложенных конгломератами, обнажающимися из-под флишоидной глинисто-карбонатной толщи оксфорда.

На самом юге Судакского района, вдоль Черноморского побережья, этот надвиг вновь обнажается на дневной поверхности. Его линия выхода здесь прослеживается по краю массивов рифовых известняков Сокол и Алчак-Кая. В последнем пункте, в левом борту Судакской долины, по данным Н.А. Преображенского, плоскость надвига проходит между погружающимися на север известняками рифового массива Алчак-Кая и пачкой верхнеюрских конгломератов, перекрытых оксфордским флишем следующей к югу тектонической пластины.

Подошва Урбаш-Перчемского пакета пластин полого (под углами 5—7°) погружается в южном направлении. В тыловой его части, сложенной флишем верхней юры нижней (Судакской) тектонической пластины, предполагается развитие пологих куполовидной формы поднятий (в том случае, если последние не затронуты новыми надвигами).

Южнее рассмотренной группы структур, в пределах полуострова Меганом, выделяются новые тектонические пластины, построенные таким же образом. Самая северная из них, Копсельская, полого надвинута на Перчемскую и смята по фронту в линейную антиклиналь аналогичного названия (см. рис. 48). Ее южное крыло пологое и сложено флишем кимериджского яруса, свод и опрокинутае северное крыло — флишем оксфорда.

В заключение кратко рассмотрим положение северной границы распространения аллохтона Крыма. Как видим на рис. 36, на большей своей части она оказывается скрытой под молодыми платформенного типа отложениями: на западе, между мысом Фиолент и р. Бельбек, они представлены верхнемеловыми, от р. Бельбек до Симферополя нижнемеловыми, на северо-западе, в Салгир-Альминском междуречье, эоценовыми, а в районе Старого Крыма плиоценовыми осадками. На отрезке между реками Звей и Сухим Индолом, а также к западу от Феодосии главная фронтальная зона выходит на поверхность, прослеживаясь вдоль границы с меловыми породами платформенных фаций. Повсеместно эта граница имеет тектонический характер, являясь по форме надвигом, наклоненным к югу. В одних участках наклон его поверхности имеет крутой угол, в других — пологий, приближающийся к горизонтальному. Наиболее пологая поверхность надвигания наблюдается возле с. Зуи. Вследствие плавной изогнутости подошвы здесь, в районе сел Литвиненково и Цветочное, сохранился выход нижнемеловых (готерив — баррем) пород флишоидного типа совместно с перекрывающими их апт-альбскими шельфовыми осадками в виде тектонического останца, лежащего на верхнемеловых и эоценовых платформенных отложениях. Останец в плане вытянут в широтном направлении на 10 км со средней шириной 2 км.

Такое поведение поверхности надвига обусловлено участием утоненных фронтальных частей аллохтона совместно с подстилающими и перекрывающими осадками платформенного чехла в последующей складчатости, смявшей все породы, в том числе и плоскость надвига, в складки. Места, занятые аллохтонными образованиями, таким образом, будут соответствовать синклинальным структурам, а подстилающими платформенными — поднятиям.

Существование мощного бокового давления с юга подчеркивают и дислокации платформенного чехла в зоне, примыкающей к фронту главного надвига Крыма у г. Феодосии. Здесь отложения мела и палеогена, включая эоцен, разбиты серией поперечных сдвигов на ряд блоков, вытянутых в субмеридиональном направлении и надвинутых к северу на породы майкопа. Объяснение механизма и определение времени формирования подобных деформаций находятся в стадии оживленной дискуссии [Душевский, Лысенко, 1978]. Между тем с позиции мобилизма их происхождение объяснить нетрудно. Действительно, в моменты сжатия движущиеся с юга аллохтонные пластины перед своим фронтом могли "сдирать" породы чехла, двигая их как бульдозером перед собой. Легче всего подвергались срыву жесткие карбонатные образования мела и палеогена, скользившие по глинам майкопской серии олигоцена — нижнего миоцена. При этом первые, разрушаясь на отдельные блоки, перемещались на различные расстояния так, что в плане их выход образовал форму пилы с прямоугольными зубьями (см. рис. 36). Описываемые деформации, вероятно, происходили в заключительные периоды сжатия (перед плиоценом).

Рассмотренные деформации горных пород складчатой зоны Крыма свидетельствуют о том, что их образование происходило в условиях горизонтального сжатия. Именно действие сил бокового давления, ориентированного с юга, обусловило формирование современной структуры Крыма, представляющей собой нагромождение аллохтонных масс, геосинклинальных вперемежку с платформенными и субплатформенными образованиями, покоящихся на одновозрастных шельфовых осадках платформы. Шарьирование геосинклинальных пород, как видим, происходило периодически. В процессе шарьирования надвигаемые тектонические пластины деформировались, слоистые породы в них вовлекались в складчатые дислокации, формируя определенное внутреннее строение, совершенно не зависящее от возраста слагающих отложений. Испытывая все возрастающее действие сил трения, тектонические пластины, возможно, в заключительные этапы сжатия приостанавливали свое горизонтальное продвижение, и тогда боковое давление приводило к разрушению пластин на мелкие блоки, которые растаскивались и разворачивались по отношению друг к другу. Каждый такой блок (обломок пластины) в основании в большинстве случаев сохранял пологую, приближающуюся к горизонтали поверхность.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

На протяжении более чем вековой истории изучения геологии Крыма внимание исследователей привлекает выяснение природы магматизма региона. Несмотря на то, что магматические породы здесь имеют ограниченное распространение, "...они довольно разнообразны по составу, формам проявления и залегания, структурной приуроченности и возрасту" [Шмидлов, 1966, с. 7].

В начальные годы исследований магматические породы, в которых повсеместно отмечалось присутствие калиевого полевого шпата, считали дериватами кислой магмы [Штукенберг, 1874; Лагорио, 1887; Зайцев, 1910]. Однако в дальнейшем Б.А.Федорович [1927], Ф.Ю.Левинсон-Лессинг [1926] и В.И.Лучицкий [1939] в своих работах уже отрицают кислый состав магмы, а магматические образования относят к формациям базальтового ряда.

Чрезвычайная разбросанность выходов магматических пород, многообразие их петрографического состава, широкий возрастной диапазон магматизма — все это в условиях крайне незначительного распространения (по площади они едва ли составляют один процент территории горного Крыма) затрудняет выяснение структурного положения магматогенных образований, вызывая дискуссии исследователей начиная с работ прошлого столетия [Романовский, 1867; Штукенберг, 1874; Щербаков, 1914, 1915; Левинсон-Лессинг, 1926; Соколов, 1926; Лучицкий, 1939; Муратов, 1949; Кравченко, 1958; Лебединский, Шалимов, 1962; и др.].

В настоящее время утвердилась точка зрения, что магматогенные тела в Крыму приурочены к зонам глубинных разломов, прослеживающихся в меридиональном направлении [Муратов, 1969; Лебедев, Оровецкий, 1969] и игравших главную роль в локализации основных интрузивных массивов. Не находит лишь объяснений меридиональная, поперечная к общей широтной структуре Крыма ориентировка глубинных разломов. Правда, некоторые геологи [Лебединский, Шалимов, 1962] предполагают, что на размещение магматических проявлений влияли и продольные зоны разрывов, но им отводится подчиненное значение.

При беглом взгляде на схему выходов магматических пород Крыма нетрудно заметить, что ни в широтном, ни в меридиональном направлении не наблюдается какой-либо закономерности в их распределении по площади. Напротив, массивы встречаются изолированно либо группами в различных и далеко удаленных друг от друга участках: на севере и юге, западе и востоке горного Крыма (см. рис. 36).

Нет единого мнения у исследователей и в отношении формы залегания интрузивов. В разные годы изучения одни и те же массивы магматических пород считались диапирами, штоками, лакколитами, пластовыми телами и пр. С.М.Кравченко [1958], например, полагал, что интрузивные массивы Крыма являются "малыми интрузиями", которые формировались в начальную стадию развития геосинклинали в два этапа: вначале возникали массивы основного состава и сложного строения, затем кислые преимущественно порфиروهого однородного состава. В.И.Лебединский [1965] считал, что они "... в действительности представляют собой изометричные или слабо вытянутые тела с верхней поверхностью в виде пологого свода и раздутыми крутыми боковыми поверхностями, книзу испытывающими подворот под массивы. В целом форма тел напоминает грушевидную" (с. 633). Такого же мнения в отношении формы массивов придерживался В.Н.Павлинов, который писал, что форма массивов напоминает перевернутую каплю или грушу.

К настоящему времени считается общепризнанным, что интрузивные породы, представленные диабазами, габбро-диабазами, диоритами, гранодиоритами, гранодиорит-порфирами и другими разновидностями, являются дериватами магмы основного состава и относятся, по Ю.А.Куз-

нецову [1964], к габбро-плагιοгранитовой группе интрузивных формаций [Лебедев, Оровецкий, 1969]. По мнению С.М.Кравченко и В.И.Лебединского, в строении интрузивных массивов участвует сравнительно небольшое число петрографических разновидностей магматических пород. Для основного ряда это габбро-диабазы, иногда с примесью кварца, кислого — плагιοграниты, плагιοгранодиорит-порфиры и кварцевые диоритовые порфиры. Интрузивные породы среднего состава: гранодиориты, кварцевые диориты и банатиты эти исследователи рассматривают как метасоматические. Кварц, присутствующий в некоторых массивах габбро-диабазов, по данным С.М.Кравченко, является эпимагматическим. Он выполняет инверстиции между зернами плагιοклаза, как бы цементируя последний. Иногда кварц развивается по плагιοклазу, нередко образует страдания с альбитом, напоминая микропегматитовые образования.

Выходы интрузивных массивов имеют размеры до 1—2 км в поперечнике. Известны также выходы размером от 1 до 7—8 м в поперечнике, залегающие в форме валунов среди различных по возрасту осадочных отложений ("Алупкинский хаос", глыбы в окрестностях г. Балаклавы и пр.).

Эффузивные породы (спилиты, базальты, андезито-базальты, диабазовые порфиры, кератофиры, лавы, туфы и др.), по составу относящиеся к спилито-кератофировой формации, присутствуют чаще в форме линз небольших размеров, тяготея, по мнению С.М.Кравченко и В.И.Лебединского [1969], к эпицентрам древних вулканов.

Возрастной интервал магматических пород весьма широк. По данным радиологических определений встречаются граниты (из галек юрских конгломератов горы Демерджи и мыса Меганом) с абсолютным возрастом 956—1100 млн. лет, что отвечает позднему протерозою, 280 млн. лет, характеризующие пермский период, и 210 млн. лет — триас [Юрк, Добровольская, 1965]. Возраст габбро-диабазов по р. Бодрак, горы Аюдаг, диабазовых порфиритов с. Прохладного и г. Алупки 152—163 млн. лет, что отвечает байосскому ярусу среднего отдела юры [Фирсов, 1963].

Приведенный, хотя и весьма краткий, обзор взглядов на строение, состав и форму магматических проявлений свидетельствует об отсутствии у исследователей единого мнения по этим вопросам. Казалось бы, что многообразие петрографического состава, форм магматических проявлений и строения массивов должно указывать на чрезвычайно интенсивную магматическую деятельность в Крыму. Однако этого не наблюдается даже при беглом анализе геологического строения региона. Представляется, что разрешению данной проблемы может помочь выяснение структурной позиции магматических пород, равно как и структуры Крыма в целом.

Изучение некоторых выходов магматогенных пород, развитых вдоль южного побережья Крыма от мыса Айя до г. Алушты, а также в районе г. Симферополя, показало, что имея самую разнообразную форму и внутреннее строение, магматические тела совершенно не согласуются со структурой окружающих отложений. Массивы исследованных интрузивов не только не несут следов внедрения, а напротив, имеют повсеместно тектонические контакты. На это в свое время указывал и В.И.Луцицкий [1939].

Выход диабазов Мухалатского массива широко известен в литературе. В плане он имеет неправильную форму с угловатыми очертания-

ми размером 10x20 м. В рельефе диабазы обнажаются в виде скалы с почти вертикальными стенками, обрывающимися у подножия.

Ранее считалось [Лебединский, Шалимов, 1962], что Мухалатский массив представляет собой рвущее породы таврической серии тело, корни которого уходят на глубину (рис. 49). При строительстве автострады Ялта — Севастополь в результате разработок было обнажено основание массива и оказалось, что корней у него нет, а тело в виде глыбы огромных размеров лежит на таврических сланцах, поло- го погружающихся под него (рис. 50). В зоне контакта осадочные отложения брекчированы, интенсивно сдавлены. В них встречаются развальцованные шаровые стяжения, свидетельствующие о тектонической природе их образования [Казанцева, Камалетдинов, 1977]. Мощность зоны тектонитов вдоль контакта непостоянна. Иногда они вовсе отсутствуют, и можно наблюдать, что диабазы массива без заметного механического давления контактируют со сланцами. Максимальная толщина зоны тектонически измененных пород достигает 3 м.

Аналогичные структурные соотношения можно наблюдать у интрузивного тела с. Солнечногорского (рис. 51). В левом борту дороги, при въезде в село со стороны Алушты, расположен скальный выход диабазов, окруженный таврическими породами. Контакт их между собой отчетливый, резкий. В некоторых местах отмечаются небольшие зоны милонитов с включениями затертых обломков зеленовато-серых слоистых песчаников и черных сланцев. Обломки раздавлены и вытянуты удлиненными осями вдоль контакта. Осадочные породы возле интрузива развальцованы, смяты в мелкие складки, т.е. несут прямые следы механического давления.

Интрузивный массив мыса Плака находится в 2,5 км северо-восточнее с. Фрунзенского. Он представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении куполовидное тело, сложенное микродиабазами. Длина его 250 м, ширина 70 м. С восточной стороны массива можно наблюдать обнажения таврических сланцев, вмещающих интрузив. В нижней части поверхность контакта подвернута под массив. Здесь на протяжении 15—20 м сланцы смяты в мелкие, причудливой формы складки, нередко раздавлены и разорваны. Вдали от контакта осадочные породы не несут воздействия механического давления и залегают более спокойно.

Интересны результаты исследований В.И.Лебединского [1965] по массиву Плака. Поддерживая взгляды В.Н.Павлинова, полагавшего, что интрузивы Крыма представляют особую группу магматических тел, сформировавшихся при "высокой механической активности магмы", В.И.Лебединский находит подтверждение этому на интрузиве Плака: по его мнению, последний участвует в складчатости. Нам представляется, что такое механическое изменение обусловлено, скорее всего, тектоническими силами, действовавшими на уже сформировавшееся интрузивное тело в момент мощного бокового сжатия. Этот вывод подтверждают и сохранившиеся в трещинах массива брекчии, затертые, вероятно, в процессе тектонического перемещения пород. Они представлены обломками алевролитов и аргиллитов таврической серии, прочно сцементированных тектонически перетертыми теми же породами.

Интрузив горы Аюдаг расположен у с. Фрунзенского. Это самое крупное по площади выхода магматическое тело поперечником 2,5 км. В рельефе интрузивный массив представляет собой куполовидную возвышенность подковообразной формы, со скалистыми обрывами высо-

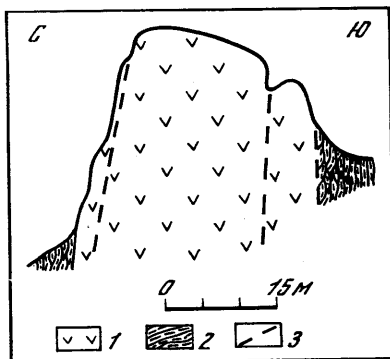


Рис. 49

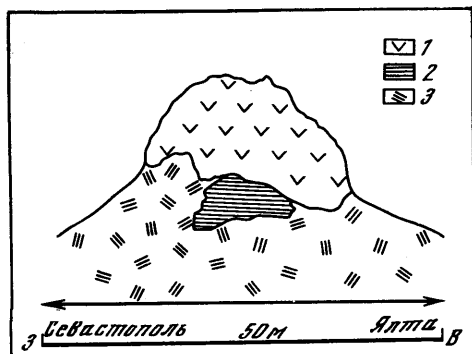


Рис. 50

Рис. 49. Мухалатский массив (по данным С.М. Кравченко, В.И. Лебединского [1969])

1 — диабазы; 2 — аргиллитопесчаниковые породы таврической серии; 3 — сбросы

Рис. 50. Вид Мухалатского массива с автострады Ялта — Севастополь. Рисунок с фотографии

1 — диабазы; 2 — сланцы таврической серии; 3 — участки, закрытые осыпью

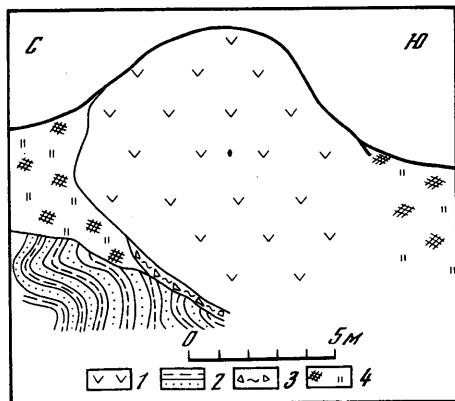


Рис. 51

Рис. 51. Массив диабазов с. Солнечногорского

1 — диабазы; 2 — флиш таврической серии; 3 — зона брекчий; 4 — участки, закрытые осыпью

той 100–150 м. Он сложен габбро-диоритами, а по периферии — габбро-диабазами. Интрузив имеет крутые, иногда почти вертикальные поверхности контакта на западе, юге и востоке. Вмещающими породами являются отложения таврической серии, которые в приконтактовой зоне интенсивно перематы, раздроблены и превращены в тектоническую брекчию. Мощность тектонически переработанных пород достигает 20–30 м.

Аналогичные контактовые соотношения наблюдаются в старых карьерах окрестностей с. Украинки. Интрузивное тело с. Украинки сложено диоритами и кварцевыми диоритами иногда с порфировидной структурой. Граница контакта их с конгломератами таврической серии имеет неровные очертания с остроугольными изломами. Осадочные породы в зоне контакта рассланцованы, уплотнены, тектонически перетерты. Интрузивные же образования местами содержат многочисленные борозды и зеркала скольжения.

На территории Воронцовского парка в г. Алушке на берегу и в море разбросаны многочисленные валуны диоритов, известные в литературе как "Алушкинский хаос" [Лебедев, Оровецкий, 1969]. Отдельные глыбы здесь достигают размеров 10–15 м в поперечнике. Нагромождение их беспорядочное. Коренных выходов диоритов не встречено, не обнаружено и подводящего магматического канала в поле развития

пород таврической серии. Судя по однообразному петрографическому составу всех встреченных обломков, можно предположить, что они составляли когда-то единое интрузивное тело, в виде аллохтонной глыбы располагавшееся на таврических образованиях.

Глыбы интрузивных пород среди таврических сланцев встречаются и в долине р. Бельбек у с. Соколиного. Они представлены микродиабазами и диабазами порфировой структуры. По форме тела напоминают силлы мощностью 20–30 м и длиной до 90 м, с тектонически оборванными краями.

Что же касается выходов эффузивных пород, распространенных в пределах прибрежной полосы от мыса Киик-Атлама (около Феодосии) до окрестностей Балаклавы с наиболее крупными из них на Карадаге, в районе с. Бодрака, в районе Балаклавы и других участках, то и в данном случае можно с уверенностью утверждать, что они находятся сейчас не на месте своего первоначального образования. Приведем для иллюстрации некоторые примеры.

В борту дороги Ялта — Севастополь, напротив указателя “Санаторий Форос”, известен Форосский выход вулканогенных пород, выделяемых на геологической карте как поле распространения среднеюрских отложений [Муратов, 1969]. Развитые к югу от них сланцы таврической серии имеют субширотное простирание, согласное с общей структурой складчатой зоны. В массиве же вулканогенных образований, представленных туфами с прослоями туфосланцев и туфопесчаников, внутренняя структура совершенно иная. Они простираются по азимуту 140° с падением на северо-восток под углом 70° (см. рис. 45). Перпендикулярно к ним простираются и обнажающиеся севернее известняки верхней юры, слагающие Главную гряду Крыма. Следовательно, Форосский выход вулканитов имеет обособленное тектоническое положение и представляет собой, скорее всего, аллохтонную глыбу огромных размеров, покоящуюся на образованиях таврической толщи.

Поперечной по отношению к вмещающим породам структурой обладает выход пирокластических образований Меласского гребешка, который, по данным Т.С.Лебедева, Ю.В.Орвецкого [1969], имеет повсеместно вокруг себя тектонические контакты. Выход туфов средней юры известен в виде тектонического отторженца размером 5x6 м у дороги при подъеме от Гурзуфа на Гурзуфское седло.

Тектонические контакты наблюдаются и вдоль западной границы выхода Карадагского магматического комплекса. О тектонической природе взаимоотношений туфогенных пород Святой горы Карадага и глинистых сланцев средней юры писал Д.В.Соколов. По его данным, “вертикально поставленная пластовая вулканическая серия с простиранием $NW\ 340^\circ$ граничит по концам почти прямолинейно с совершенно иначе залегающими глинистыми сланцами” [Соколов, 1926, с. 1]. К такому же выводу пришел А.К.Марков, разведывавший трасы вулканической группы Карадага. Он считает, что породы Карадага находятся в смещенном положении.

Справедливо заметить, что при описании взаимоотношений массивов магматических пород и окружающих их осадочных образований многие исследователи указывали на тектонический характер большинства их контактов [Романовский, 1867]. Результатом же активного внедрения магмы чаще рассматривалось механическое “уплотнение” осадочных отложений в экзоконтакте на несколько сантиметров [Лебединский, 1962]. Обычно в работах указывается на “слабое проявление контактового

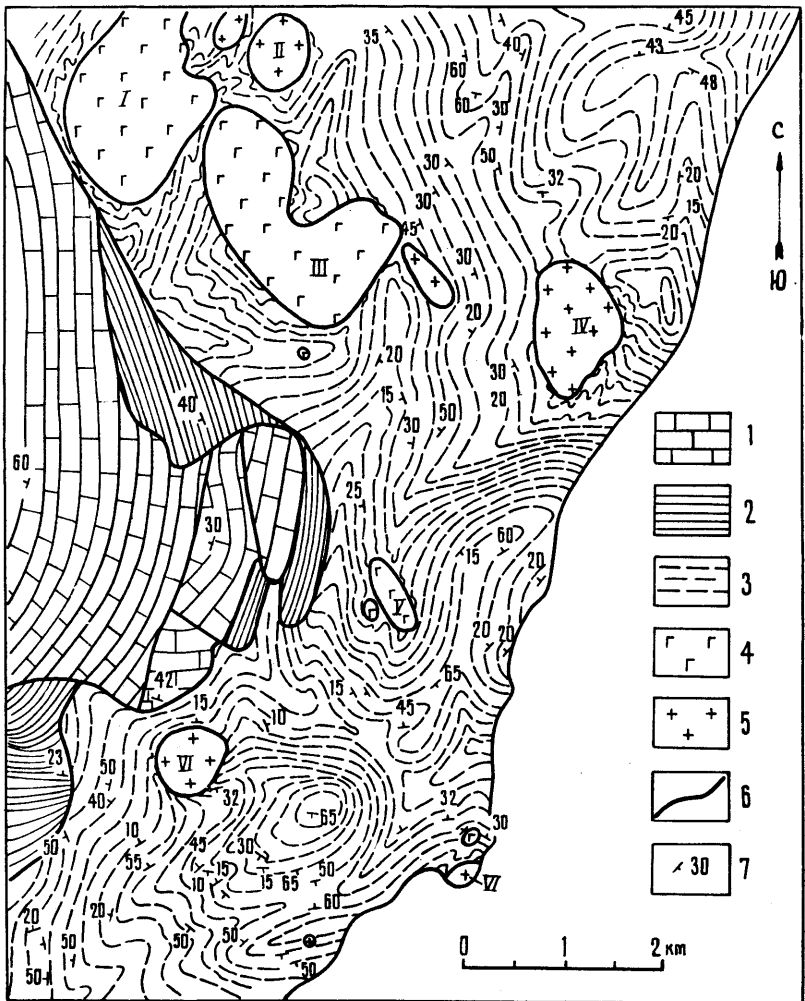


Рис. 52. Геолого-структурный план участка района с. Малый Маяк (по данным Л.С. Борисенко с дополнениями)

Осадочные отложения: 1 — верхней юры, 2 — средней юры и 3 — верхнего триаса — нижней юры, таврическая серия; интрузивные образования: 4 — основного и 5 — кислого состава; 6 — тектонические границы; 7 — наклонное залегание слоев осадочного комплекса. Массивы: I — Чамны-Бурун, II — Сераус, III — Урага, IV — Капель, V — Шарха, VI — Малый Маяк, VII — Плака

метаморфизма”, при этом совершенно не приводится объяснений, какие же химические или петрографические изменения произошли на контакте в породах в момент внедрения магмы. В.И. Лучицкий [1939], исследовавший вопросы генезиса изверженных пород Крыма, писал: “Магмы в местах соприкосновения с вмещающими их породами почти не производили на них контактового воздействия, — другими словами, они были сухие и притом вряд ли особенно сильно нагреты”.

(с. 81). Гораздо чаще исследователи отмечают интенсивную дислоцированность экзоконтактных зон, выразившуюся в смятии, раздавливании, раздроблении, брекчировании окружающих магматическое тело осадочных образований. Объяснение этому они находят в "активном механическом внедрении магмы". Приводятся даже математические вычисления глубины предполагаемого в Крыму "материнского магматического очага", оказавшейся равной 8,5–9 км [Лебедев, Оровецкий, 1969]. Но на такой глубине температура пород будет составлять всего около 200°С. Для того же, чтобы породы основного состава перешли в расплавленное состояние, требуется повышение температуры как минимум до 1000–1200°С. Невозможно также представить существование какого-то "сухого" магматического очага на этой глубине.

О многочисленных тектонических дислокациях, в которых участвовали магматические породы, писал Д.В.Соколов, считавший весьма вероятным, что перемещение известняков верхней юры "по сланцевому основанию осуществлялось еще в период складкообразования". Он не сомневался, что в подобных передвижениях "принимали участие вулканические породы" и что дислокации эти сопровождалась "множеством сбросов" [Соколов, 1926, с. 3–4].

Интенсивная перемятость пород таврической серии наблюдается в участках, окружающих массивы интрузивов, что отчетливо заметно в районе с. Малый Маяк (рис. 52).

Слои сланцев здесь собраны в достаточно протяженные (до 5–7 км) складки как положительной, так и отрицательной формы с довольно крутыми (до 65°) углами падения пород на крыльях и сравнительно пологими (20° и менее) в сводах и на периклиналях. Простираение их изменяется от субширотного до северо-восточного. У контактов с магматическими телами породы таврической серии несут следы интенсивного тектонического давления — многочисленные трещины с обильными бороздами и зеркалами скольжения, изогнутостью в мелкие и микроскладки неправильной и причудливой формы, часто разорванные и раздавленные.

Рассмотренные примеры показывают, что магматические образования не имеют определенной структурной приуроченности и не подчиняются какой-либо закономерности в своем размещении. Представляется, что и остальные, не рассмотренные здесь массивы (Кастель, Се-раус, Шарха, Урага, Чамны-Бурун и многие другие) также аллохтонны по отношению к структуре региона, имея с большинством своим сужающуюся на глубину капле- и гребневидную форму, образованную тектоническими ограничениями, наклоненными под массив. Это всего лишь отдельные тектонические останцы — сохранившиеся свидетели былых шарьяжных перекрытий мезозойских геосинклинальных пород, надвинутых на край платформы [Казанцев, Нугманов, 1977; Казанцев, 1978].

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ К ЮГУ ОТ КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Черное море выполняет впадину, в которой выделяются по периферии зона мелководья (шельфа), ограниченная изобатой 200 м, материковый склон, располагающийся между изобатами 200–1000 м, и наконец, глубоководная котловина с почти плоским дном, погруженным в центральной части до глубин 2–2,2 км от уровня моря. Материко-

вый склон к югу от Крыма сильно приближен к побережью, отделяясь сравнительно узкой (7–12 км) полосой отмели.

По данным сейсмического зондирования земная кора под глубоководной котловиной состоит из двух слоев: осадочного мощностью 10–14 км и "базальтового" — 4–14 км. Общая мощность коры составляет 18–24 км, причем минимальные значения характерны для западной части впадины. Ей отвечают региональный гравитационный максимум Буге и несколько повышенный тепловой поток.

К периферии Черноморской впадины, в пределах континентального склона и шельфа, происходит увеличение мощности коры до 35–40 км. В разрезе земной коры здесь, примерно в 160 км от побережья, появляется "гранитный" слой [Непрочнов и др., 1965]. Гравитационное поле понижается, оно уже не такое спокойное, как в самой впадине, а осложняется локальными максимумами [Маловицкий, 1976].

Мощная осадочная толща по материалам ГСЗ и гравиметрическим данным разделяется на две части. Верхняя из них отчетливо слоистая, мощностью 2–4 км, отвечает послемайкопскому времени накопления; в состав нижней входят отложения кайнозоя (начиная с майкопской свиты), мезозоя, а в некоторых участках и палеозоя, представленные платформенными формациями [Яншин и др., 1977].

К настоящему времени достаточно детально расшифровано строение верхнего осадочного комплекса (рис. 53). Структура же нижней части изучена еще слабо: здесь удается обнаружить элементы тектоники лишь в тех пунктах, где имеются сравнительно надежные площадки отражения. По данным сейсморазведки к югу от горного Крыма, в пределах шельфа и верхней части континентального склона, на поверхности дна прослеживаются деформированные образования, сложенные, по всей вероятности, теми же мезозойскими породами, что и обнажающиеся на побережье в Крымских горах. Выходы их трассируются неширокой полосой вдоль Крыма на расстоянии около 200 км. На запад дислоцированная толща продолжается на 20–25 км дальше Крымского полуострова. Здесь она упирается в глубокую мульду, выполненную субгоризонтальными слоями верхней части осадочной толщи. На востоке полоса мезозоя следует до меридиана чуть восточнее г. Феодосии. С запада, юга и востока мезозойские образования ограничиваются тектоническими линиями, имеющими, судя по геофизическим данным [Старшинова и др., 1976], характер надвигов, наклоненных внутрь полосы.

Южнее выходов мезозойских пород морскими сейсморазведочными работами выявлена зона линейных антиклиналей и брахискладок субширотного и северо-восточного простираний, слагающих прогиб Сорокина. В территориальном отношении последний охватывает материковый склон и северную окраину Черноморской впадины. Прогиб vyplняет, по данным А.Л.Яншина и др. [1977], мощная осадочная толща мела, палеогена, олигоцен-нижнемиоценового комплекса (майкопская серия) и миоцен-плиоцена. Нижние ее члены — мел и палеоген — представлены платформенными фациями, а верхние — характерны для формаций краевого прогиба. Погружение фундамента под описываемой структурой составляет 2–7,5 км.

Локальные антиклинальные складки в прогибе имеют амплитуды поднятий 500–600 м при углах падения крыльев от 15–20 до 30°. Все они группируются в линейно вытянутые валы, прослеживающиеся параллельно побережью. Всего в прогибе Сорокина выделяется до пяти линейных зон антиклиналей. Их ширина колеблется от 5 до 7 км.

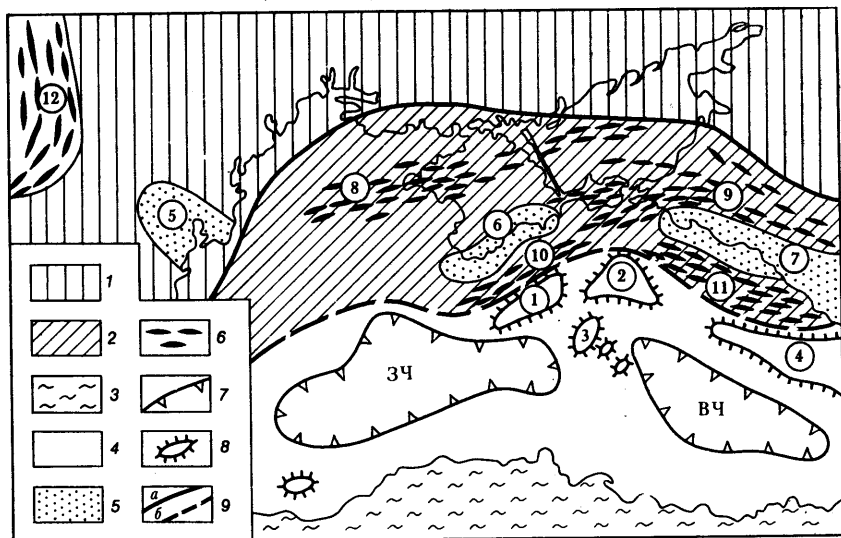


Рис. 53 Схема структуры дна Черного моря и прилегающей суши к концу альпийского периода (по данным А.Л. Яншина и др. [1977])

1–3 – области распространения: 1 – ассоциаций пород платформенного типа, 2 – молассы Майкопского краевого прогиба, 3 – геосинклинальных образований; 4 – область, где отсутствуют данные об отложениях; 5 – участки аллохтонного залегания пород геосинклинального типа; 6 – Крым, 7 – Большой Кавказ; 8 – зоны (впадины) линейной складчатости в пределах краевого прогиба: 8 – Каркинитская, 9 – Индоло-Кубанская, 10 – Сорокина, 11 – Туапсинская, 12 – Предкарпатский прогиб; 7 – границы Черноморской котловины (ЗЧ – западной и ВЧ – восточной частей); 8 – поднятия, выделенные предположительно по кровле фундамента: 1 – Андрусова, 2 – Северо-Черноморское, 3 – Центрально-Черноморское, 4 – Восточно-Черноморское; 9 – границы структур установленные (а) и предполагаемые (б)

По всем линиям складок в пределах прикрымской части моря насчитывается до 20 структур [Головинский, 1976].

Наибольшую высоту и крутизну крыльев имеет самый южный из известных валов. С юга он связан с разломом, являющимся по характеру надвигом с северным падением поверхности смещения. В своде вала на отдельных локальных структурах на поверхность дна выходят майкопские отложения. С юга к зоне антиклинальных складок при смыкает верхний слоистый (послемайкопский) комплекс осадков резко увеличенной (до 6 км) мощности, отражающие сейсмические площадки которого в целом имеют горизонтальное положение и лишь вблизи надвига воздымаются в его сторону. Ближе к побережью морфология складок упрощается: уменьшается их высота, более пологими становятся крылья. Однако и здесь сохраняется асимметрия в их строении: сравнительно круче слои наклонены на прижатых к надвигам крыльях антиклиналей. Иначе говоря, здесь так же, как и на побережье, наблюдается тесная генетическая связь дизъюнктивных и пликтивных дислокаций. По всей вероятности, и здесь надвиги выступают первичными структурами, а линейные антиклинали – вторичными, формирующимися во фронтальных утоненных надвиговых зонах путем подворачивания слоев осадочных толщ в процессе их перемещения по поверхности разрыва.

Отмечено также, что амплитуды горизонтального смещения по надвигам сокращаются по мере движения с юга на север, т.е. в направлении к континенту. А это значит, что сила бокового давления, создавшая эти деформации, была ориентирована в том же направлении и трансформировалась сюда в моменты сжатия из развивавшейся на юге геосинклинальной области.

За прогибом Сорокина, в 80 км к югу от побережья, по данным ГСЗ установлено поднятие Андрусова. Центральная его часть по меловым отложениям приподнята до глубины 2 км от дна моря. К северу, в сторону Крыма, сейсмические горизонты полого погружаются на 1–2 км, образуя северное крыло структуры. Южное крыло оконтурено менее отчетливо [Яншин и др., 1977].

В притаманской части шельфа, в Керченском проливе и к югу от Керченского полуострова сейсморазведочными исследованиями [Пекло и др., 1976] выявлено морское продолжение Западно-Кубанского краевого прогиба, сформировавшегося в течение олигоцен-раннемиоценового времени. Кроме того, в Черном море к югу от Таманского полуострова был прослежен ряд зон линейных антиклиналей, являющихся непосредственным продолжением структур побережья. Их субширотное простирание на суше постепенно меняется к берегу моря на юго-западное, а затем, примерно на меридиане Керченского пролива, вновь на широтное. Вполне возможно, что к западу эти дислокации соединяются со структурами прогиба Сорокина.

В сводах антиклиналей отражающий сейсмический горизонт поверхности майкопских отложений, по данным А.Л.Яншина и др. [1977], залегает на отметках 800–1000 м, погружаясь на крыльях до –1700, –1800 м. Все структуры имеют линейно вытянутые формы, длина их 10–15 км, ширина 5–7 км. Складки группируются в четкие линейные зоны, валы (Благовещенский, Ереминский, Кизильташский, Таманский и др.), сопряженные, очевидно, с надвигами. Продолжение таких дислокаций устанавливается на суше (см. рис. 14, 17).

Самые северные антиклинальные зоны являются едиными для Керченского и Таманского полуостровов [Пекло и др., 1976], свидетельствуя о том, что Западно-Кубанский прогиб и керченские дислокации в олигоцен-миоценовое время развивались как единая структура — депрессия, возникшая на краю погружавшейся к югу платформы. В эту же депрессию, по нашему мнению, следует включать Индоло-Кубанский прогиб, являющийся непосредственным продолжением на территории Азовского моря структур Керченского полуострова. При этом устанавливается, что в целом аналогичные широтного направления линейные дислокации Индоло-Кубанского прогиба отличаются ослаблением степени деформированности осадочных толщ: складки по мере движения к северу становятся более пологими, уменьшаются амплитуда поднятий и крутизна их крыльев.

Сюда же, в единую депрессию, следует относить выделяемую по данным сейсморазведки Туапсинскую впадину олигоцен-миоценового возраста, располагавшуюся в пределах континентального склона прикавказской части Черного моря. Эта структура выполнена, по данным А.Л. Яншина и др. [1977], внизу мел-палеогеновыми платформенными осадками, перекрытыми олигоцен-неогеновой молассой. Вдоль простирания Туапсинского прогиба выделяется ряд субпараллельных зон антиклинальных складок северо-западного простирания, имеющих в большинстве своем более крутые, иногда опрокинутые юго-западные и пологие

северо-восточные крылья. Высота отдельных антиклиналей достигает 1—1,5 км, ширина 3—4 км. С юго-запада к зонам антиклиналей, как правило, подходят почти недислоцированные слои верхнего осадочного комплекса, указывая на тектонический характер их сочленения. Разрывные поверхности имеют форму надвигов, погружающихся на северо-восток под антиклинали.

Таким образом, прогиб Сорокина, Западно-Кубанский прогиб с его западным морским продолжением, структуры Керченского полуострова и Индоло-Кубанский прогиб, а также Туапсинская впадина, переходящая по простирацию на суше в Сочи-Адлерскую депрессию, являются отдельными ваннами (сегментами) единого краевого прогиба майкопского времени. Сюда же относятся Альминская и Каркинитская впадины западной части Крымского полуострова (см. рис. 53). Их объединяет один и тот же формационный состав отложений, представленных всюду молассой олигоцен-раннемиоценового возраста. Характер распределения мощностей этих отложений (см. рис. 12) указывает на то, что накопление осадков происходило в единой депрессии, возникшей в олигоцене на краю платформы, погружавшейся в сторону геосинклинальной области. Изопахиты майкопской серии при приближении к образованиям горного Крыма обрываются, утыкаются в них, свидетельствуя об аллохтонном залегании последних на молассе краевого прогиба.

Единым для всех перечисленных впадин являются стиль дислокаций и их связь в пространстве и времени. Широко развитые здесь надвиги и надвиговые линейные антиклинали, соединяющиеся в субпараллельные вытянутые на десятки километров линии, прослеживаются из одной структуры в другую, не изменяя простираения. Образование дислокаций обусловлено силами тангенциального сжатия, направленного с юга, из геосинклинальной зоны. Своды большинства антиклинальных складок осложнены диапировой тектоникой.

В основании всех впадин располагаются платформенные осадки мезозоя и нижней части палеогена (включая эоцен).

ПРИНЦИПАЛЬНАЯ СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

По современным геофизическим данным модель строения Земли представляется многослойной. В разрезе континентальной коры выделяются снизу базальтовый слой, затем гранитный, перекрытый толщами осадочных пород. Океаническая кора состоит из нижнего слоя, представленного диабазами, габбро и гипербазитами, среднего — толеитовых базальтов и верхнего слоя форминиферовых илов. По физическим характеристикам (плотности, скорости прохождения волн) базальтовый слой континентов сходен с двумя нижними слоями океанической коры.

Накопленные за последние 10—15 лет геолого-геофизические данные по геологии земной коры, особенно в связи с изучением дна океанов, допускают возможность выделения двух различных систем с активной тектонической жизнью. С одной стороны, это область рифта, расположенного по оси дна океана, где в условиях растяжения идет формирование океанической коры, с другой — зоны окраин континентов (в том числе и островные дуги), где зарождается и протекает в условиях сжатия геосинклинальный процесс с неизменным наращива-

нием по латерали континентальной коры за счет надвигания на нее океанической с активной сиалификацией первой. Вероятно, следует считать, что Атлантический океан является примером формирования океанической коры в рифте срединно-океанического хребта в условиях спрединга, а периферия Тихого океана — примером функционирования геосинклинальных систем, которое осуществляется в режиме сжатия при шарьировании частей океанической коры на континентальную.

Именно процессами шарьирования океанической коры на континентальную и возникающим при этом активном геохимическом взаимодействии между гетерогенными корами объясняются закономерности в осадкообразовании, магматизме, метаморфизме и металлогении. На материалах изучения геологии Уральской складчатой области нами было показано, что активное развитие геосинклинального процесса происходило в моменты сжатия, обусловливающего надвигание на край Восточно-Европейской платформы тектонических пластин, сложенных породами океанической коры с офиолитовыми комплексами в основании [Камалетдинов и др., 1978]. Последние в силу высокой пластичности служат своего рода смазочным материалом, облегчающим перемещение аллохтонных масс по латерали на значительные расстояния. При этом вступает в действие изостатическое выравнивание, ведущее к погружению края континентального блока под весом шарьированных на него покровов. Последние, кроме того, нагромождаются в виде высоких хребтов, разрушаются и дают материал для накопления мощных осадочных толщ типа флиша, часто с горизонтами грубообломочных конгломератов (олистостром).

Погружение земной коры сопровождается дроблением ее на отдельные блоки сколовыми трещинами, рассекающими кору на всю толщину. Это, с одной стороны, резко снижает высокое горное давление в областях высоких температур и создает там условия для перехода вещества в расплавленное состояние, а с другой — как бы подготавливает здесь кору для последующего внедрения магмы, делая ее проницаемой. Глубина возникшего таким образом магматического очага предположительно, по данным определений в современных вулканических зонах, не превышает 50–60 км [Горшков, 1956]. Из магматического очага по тем же сколовым деформациям магма периодически поступает на поверхность, переслаивая разрез осадочных толщ вулканогенным материалом. В том случае, когда базальтовый слой коры достигает достаточных для возникновения магматического очага глубин, поступающий на поверхность расплав будет иметь основной состав. Когда же скученные массы океанической коры, надвинутые в последующие этапы шарьирования, будут столь значительными, что обусловят погружение края континента настолько, чтобы в зону плавления могли быть вовлечены и образования гранитного слоя, образуются магмы сиалического состава.

На Урале, например, устанавливается довольно четкая последовательность в омоложении шарьирования океанических пластин в направлении с запада на восток. В этом же направлении от пластины к пластине происходит раскисление и обогащение слезцами поступивших из расплавленных очагов порций магм, что связано с погружением более высоких уровней гранито-гнейсового фундамента континентальной коры, к тому же постоянно пододвигавшейся на восток. Стратиграфически выше вулканогенно-осадочного (геосинклинального) комплекса пород в каждой тектонической пластине залегают нормальные осадочные от-

ложения шельфового типа. На Урале в направлении к востоку, от более ранних шарьяжей к более поздним, фиксируется подъем нижней возрастной границы платформенного режима накопления. Метасоматические же преобразования в надвинутых пластинах осуществлялись последовательно во времени и латерально от пород основного состава к более кислым с запада на восток.

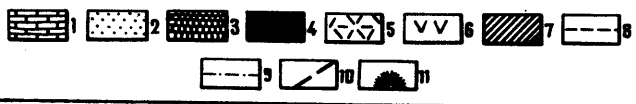
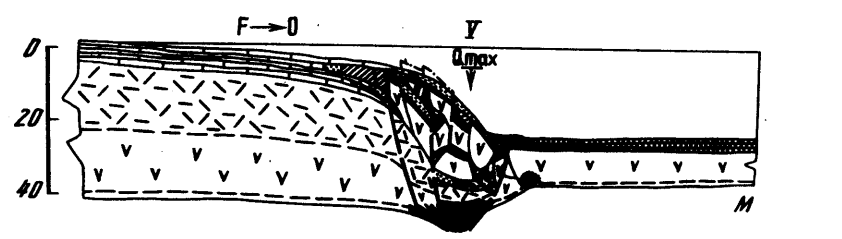
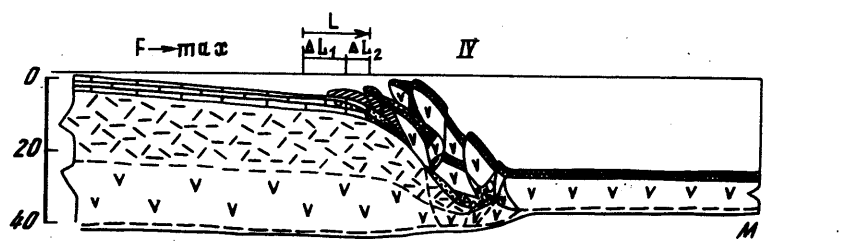
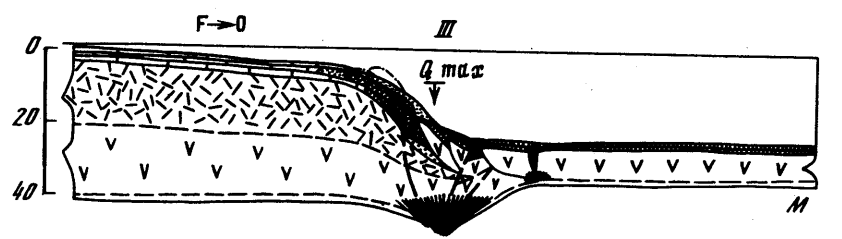
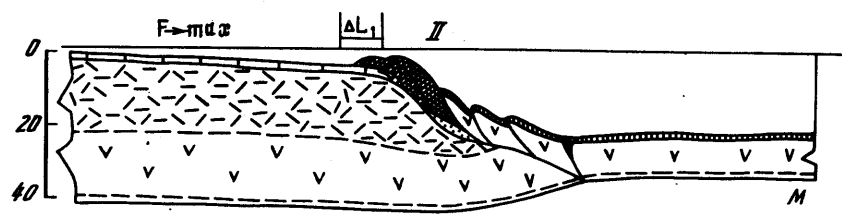
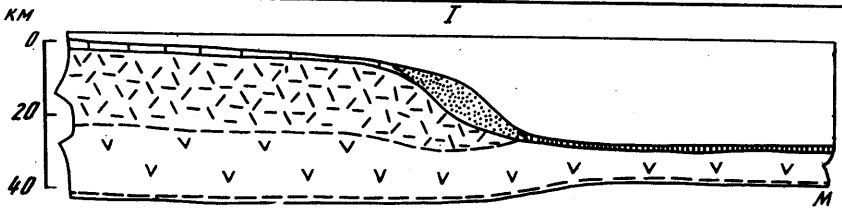
С магматизмом в пределах Уральской складчатой области связано образование многих рудных полезных ископаемых. Концентрация рудного вещества в колчеданных, золоторудных, скарново-магнетитовых и других формациях, вероятно, связана с мобилизацией его в аллохтонных пластинах океанической коры: сиаифицирующими флюидами — производными континентальной коры. Следовательно, этот процесс может рассматриваться как природное обогащение руд, в котором главную роль играет сиаификация материнских пород основного и ультраосновного состава.

Рассмотрим принципиальную схему жизни геосинклинали. На участке ее зарождения, т.е. на границе континентальной и океанической плит, ранее были накоплены комплексы отложений шельфа, континентального склона и глубоководной котловины (рис. 54, I) подобно тому, что наблюдается в современных бассейнах и показано выше.

В момент смены режима растяжения сжатием¹ на границах континентальной и океанической плит в силу неоднородности их состава возникли трещины разрывов, по которым происходило надвигание океанической коры на континентальную. В условиях возраставшего бокового давления со стороны надвигаемых блоков океанической коры не до конца диагенезированные осадки склона платформы также начинали срывать с своих мест и наползать на шельфовые отложения, многократно сгучиваясь, образуя горные хребты (см. рис. 54, II). Процесс надвигания продолжался до тех пор, пока силы горизонтального давления не уравновешивались силами споротвращения, возникающими от трения аллохтонных пластин при их перемещениях. В такие моменты создавались условия относительного покоя в горизонтальном направлении. В это время начинало действовать изостатическое выравнивание, приводившее к погружению края континентальной плиты с растрескиванием ее на отдельные блоки под тяжестью тектонически нагроможденных пластин. Такими сколовыми трещинами на глубине (в областях высоких температур и давлений) снималось напряжение горного давления, что приводило к расплавлению окружающих образований и зарождению магматического очага². По тем же трещинным зонам магна проникала на поверхность, поставляя в обилии вулканический материал — обязательный компонент геосинклинали процесса. Денудация в это же время стремилась устранить неровности рельефа и изменить распределение нагрузки на земную кору. Образующийся в результате обломочный материал распределялся в виде

¹ Под режимом сжатия понимаются повторяющиеся в отдельные отрезки времени периоды действия интенсивного бокового напряжения, испытываемого континентальной плитой, сменявшиеся периодами относительного покоя, когда силы горизонтального давления, действующего со стороны геосинклинали области, уравновешиваются силами трения надвигаемых друг на друга плит.

² Магматический очаг, очевидно, может возникнуть и в основании океанической коры в зонах сколовых трещин, которыми последняя расчленяется на блоки, наползающие на континент. Магматический расплав в данном случае поступает на поверхность в моменты сжатия.



толщ флиша с горизонтами олистостром, локализующихся чаще перед фронтами тектонических покровов. В зоне шельфа накапливались обычные платформенного типа осадки, верхние части которых могли перекрывать и аллохтонные геосинклинальные образования, так как последние своей массой значительно отодвинули в глубь океана границу (см. рис. 54, III).

С установлением в рассматриваемой зоне геостатического равновесия в условиях непрекращающегося сжатия вновь возобновляют свое действие силы горизонтального давления: начинается следующий этап надвигания пластин океанической коры на континентальную. При этом в дислокациях участвуют и ранее надвинутые покровы, продвигаемые все дальше на платформу (см. рис. 54, IV). У случае значительного возрастания сил трения движение пластин приостанавливалось, и происходило их раздробление на более мелкие блоки. Наступал период относительного покоя, и вновь возрождались силы, давящие вниз под действием веса надвинутых шарьяжей. Снова погружался край континентальной плиты (при этом происходило и относительное пододрывание ее под океаническую кору), снова возрождались трещины скола и магматический очаг, поставлявший на поверхность следующие порции магматических пород (см. рис. 54, IV). В дальнейшем описанные этапы повторялись до тех пор, пока не происходило столкновение континентальных плит в результате наращивания их по краям за счет переработки (сиалификации) разделяющей океанической коры.

При достаточно мощной нагрузке от веса шарьяжей сколовые трещины могут возникать в ее теле на значительном удалении от края платформы. И в этом случае в основании континентальной коры создается магматический очаг, извергающий по тем же трещинам магматические продукты (в качестве примера может служить магматогенный материал, присутствующий в меловых осадках шельфового типа в Крыму, в районе Первомайско-Серебрянской зоны).

По мере сближения континентальных плит действием сил горизонтального давления охватываются все новые объекты, что приводит к возрастанию степени деформированности пород в глубь континентов. В толще слоистых платформенных отложений возникают пологие срывы, по которым происходят последовательное надвигание тектонических пластин в сторону платформы и смятие их в складки.

Оказываясь под океанической корой, континентальная плита (возможно, только ее сиалический слой) большей частью расходуется на магму, и только ее слой незначительной мощности может сохраниться под ультрамафитами в океанах. В отдельных же участках континентальная кора полностью оказывается израсходованной на извержения магмы.

Рис. 54. Схема развития геосинклинали (составили Т.Т. и Ю.В. Казанцевы)

Отложения: 1 — шельфа, 2 — континентального склона, 3 — глубоководной котловины; 4 — магматические образования; 5 — "гранитный" слой; 6 — "базальтовый" слой; 7 — аллохтонные пластины, сложенные отложениями континентального склона; 8 — условные границы раздела слоев земной коры; 9 — контуры размытых структур; 10 — сколовые зоны, по которым происходило опускание земной коры и подъем магмы; 11 — магматический очаг. Действие сил: F — горизонтального давления, Q — нагрузки (веса нагроможденных покровов). Периоды: I — растяжения, II и IV — сжатия, III и V — относительного покоя; ΔL_1 , ΔL_2 — величины горизонтальных перемещений, L — общая длина надвигания океанической коры на край континента; M — граница Мохоровичича

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ КРЫМА

К концу раннего протерозоя Крымский полуостров являлся частью континентальной плиты, сформировавшейся, вероятно, в течение архейско-раннепротерозойского времени. Слагающие ее метаморфизованные до кристаллических пород различные осадочные и магматические образования, составляющие фундамент Восточно-Европейской платформы, чрезвычайно интенсивно деформированы. Как уже отмечалось, они буквально насыщены до предела различного ранга складчатыми и разрывными дислокациями, затрудняющими расшифровку их строения. Тем не менее геофизическими исследованиями доказывается, что основные, генеральные, структуры древних пород имеют под Крымом преобладающее субмеридиональное простирание [В.Соллогуб, Н.Соллогуб, 1977]. Однако эти меридиональные структуры не прослеживаются к югу под глубоководной Черноморской впадиной, а внезапно обрываются примерно вдоль основания континентального склона. Это обстоятельство дает возможность предположить, что существовавшая "древняя платформа" где-то на рубеже раннего и среднего протерозоя оказалась расколота на две части, раздвинутые в противоположные стороны. Возможно, это было вызвано возникновением здесь рифтовой системы, где в условиях спрединга происходило образование коры океанического типа. Время, которое охватывал этот процесс, предположительно укладывается в рамки среднего протерозоя.

К началу позднего протерозоя, по-видимому, закончилось раздвижение разорванных частей континентальной плиты, северная из которых, вероятно, представляла собой Европейскую платформу, южная — Африкано-Аравийскую. Режим растяжения сменился сжатием вследствие зарождения где-то по другую сторону от названных платформ новой рифтовой системы. По периферии древнего океана, вдоль границ с платформами, создавались условия сжатия, т.е. начался геосинклинальный процесс.

Возникшая вдоль южного края платформы геосинклиналь начала "выплескивать" продукты своей деятельности на край кратона, который под их весом погружался и постепенно продвигался к югу. По сохранившимся в Крыму фрагментам геосинклинальных образований, сложенных метаморфическими и магматическими породами различного состава, абсолютный возраст которых составляет 360—1100 млн. лет, можно высказать предположение о функционировании геосинклинали в течение всего палеозоя.

Рифейско-палеозойские образования интенсивно дислоцированы, что устанавливается данными бурения, однако их структурная позиция в региональном плане из-за довольно редкой сети наблюдений пока остается не совсем ясной. Размещение структур аналогичного возраста в соседних с Крымом областях (например, на Кавказе) позволяет условно предположить их широтные направления. Следовательно, сама геосинклиналь в рифее и палеозое в Крыму должна была располагаться широтно, а силы сжатия, обусловившие продвижение океанической коры на край Европейской платформы, в этом случае были ориентированы с юга на север.

Территория современного Крымского полуострова в течение всего этого времени, как отмечалось, являлась платформенной областью.

Хотя осадки платформенного режима накопления здесь установлены начиная с нижнего карбона (о былом их развитии можно судить по встречающимся в бассейнах рек Салгир, Бодрак и других пунктах оторженцам и глыбам карбонатных пород от нижнекаменноугольных до пермских включительно), не исключается существование и более древних палеозойских пород, некогда слагавших осадочный чехол Крыма. Отложения среднего и нижнего палеозоя, а также верхнего рифея платформенного типа широко развиты в соседних к западу от Крыма областях: в Преддобруджье и на Мизийской плите [Гарецкий, 1970; Богдаец и др., 1977]. Вероятно, в Крыму они либо были полностью размыты, либо оказались перекрытыми тектоническими покровами разновозрастных геосинклинальных пород и потому еще не обнаружены. Деятельность же геосинклинали, располагавшейся все это время в районе Черного моря, выражалась в наволакивании геосинклинальных образований на край платформы, обуславливая одновременно и формирование внутренней структуры последней. Можно предполагать, что основными структурными формами здесь, как и в Преддобруджье, были надвиговые дислокации, сопровождавшиеся складкообразованием. В результате надвиго- и складкообразования в породах палеозойского чехла на платформе были, очевидно, созданы горные сооружения, которые в течение пермского периода (возможно, начиная уже с позднего карбона) подверглись денудации. При этом понижения рельефа (в основном предфронтальные зоны надвигов) заполнялись продуктами разрушения: конгломератами, гравелитами, песчаниками, аргиллитами, слагающими мощную толщу моласс. Последняя вскрыта скважинами в Присивашье, в центральной части, на западе и востоке полуострова (см. рис. 7). Накопление молассы продолжалось и в триасовом периоде, о чем свидетельствуют данные по скважинам Николаевской, Электроразведочной и других площадей, вскрывших более 1000 м осадков пестроцветных обломочных пород этого возраста. Этот молассовый пермо-триасовый бассейн (краевой прогиб) на севере простирался вплоть до материка, полностью охватывая Крымский полуостров. В отдельных наиболее приподнятых участках бассейна при этом сохранялись условия для накопления обычных шельфовых отложений малой мощности, представленных карбонатными и терригенными осадками (скважины в районе Татьяновской структуры и у с. Чапаево).

В течение лейаса на территории Крыма формировались типично шельфовые осадки, фрагменты разреза которых можно наблюдать по скважинам в Присивашье, а также среди встречающихся глыб и обломков толщи олистостром по р. Салгир. В геосинклинальной зоне в это же время накапливались мощные толщи флиша таврической серии. Бассейн с таким выполнением, очевидно, располагался где-то на территории современного Черного моря.

В средней юре происходило очередное значительное шарьирование из геосинклинальной зоны горных масс, продвинувшихся, вероятно, далеко на платформу. Шарьяжные пластины, состоявшие в основном из вулканогенно-осадочных толщ рифея — палеозоя и триаса — нижней юры, своим перемещением деформировали и осадочные отложения чехла платформы, создавая в них надвигово-складчатые структуры (подтверждением последнего служит залегание пород верхней юры на размытой поверхности ранее дислоцированных подстилающих пород мезозоя). На существование мощного покровообразования в среднеюрское время указывает достаточно хорошо сохранившаяся толща олистостром

этого возраста, известная в районе г. Симферополя. В гигантских обломках глыбового горизонта здесь присутствуют породы докембрия, палеозоя и мезозоя (триас — нижняя юра), причем не только в геосинклинальных, но и в платформенных фациях. Вероятно, во время горизонтального перемещения покровы срывали с осадочного чехла платформы отдельные блоки пород, которые попадали в олистострому. Шарьирование подтверждается и тем, что в составе отложений средней юры среди обычных осадков платформенного облика (песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков) присутствуют маломощные тела диабазов и их туфов (Северное Присивашье). Их появление, по-видимому, можно объяснить тем, что платформа под весом значительно продвинутых на нее шарьяжей геосинклинальных образований, а также вследствие скучивания пластин в ее осадочном чехле была расколота на значительном удалении от своего края. Такие сколовые зоны, вероятно, были немногочисленны и к тому же маломощны. Лишь по некоторым из них, достигшим значительной глубины, произошли небольшие извержения лав диабазов, сопровождаемые выбросом пеплового материала.

Нагроможденные в виде гор среднеюрские шарьяжи в момент наступившего относительного покоя, в позднеюрское время, подвергались интенсивному разрушению, поставляя в обилии обломочный материал для флишевых толщ. Последние занимали зону широтного простиранья непосредственно перед фронтом шарьяжных пластин. Размыву в это время подвергались и возвышенности, созданные надвигами на самой платформе. Материал их разрушения формировал молассовую толщу, которая, так же как и флиш, локализовалась преимущественно вдоль фронтальной зоны надвига в виде полосы широтного простиранья. По существу моласса заполняла структуру типа краевого прогиба, существовавшего в поздней юре. Однако недостаточное количество данных не позволяет судить о размерах этой структуры. Можно лишь заметить, что наибольшего расцвета она достигала в титонское время. Толща обломочных пород этого возраста, представленных пестроцветными молассовыми осадками, имеет мощность более 1400 м.

Флишевые и молассовые образования верхней юры широко представлены, как мы видели, в горном Крыму. Первые наиболее развиты в восточной его половине, слагая многочисленные блоки разрушенных тектонических пластин Индоло-Зуйского района (см. рис. 36, 37). Вторые слагают аналогичного же типа структуры в районе горы Южной Демерджи и северо-восточнее хр. Чатырдаг.

На территории собственно Крымского полуострова в поздней юре сохранились условия, необходимые для накопления осадков платформенного типа. Образование грубообломочных (конгломератов и грубозернистых песчаников) пород в начале периода свидетельствует о размытые подстилающих отложений (в скв. 5 на Гончаровской площади верхняя юра залегает непосредственно на триасе). Последние, очевидно, к этому времени имели довольно расчлененный рельеф, сформированный, как представляется, действием сил сжатия, направленным на платформу из геосинклинальной области и непосредственно связанным с шарьированием в среднеюрское время. Позднее здесь происходило лишь накопление известняков, мергелей и глин небольшой мощности.

Мощнейшее среднеюрское шарьирование создало огромную нагрузку на край континентальной плиты, которая в силу изостазии погружалась. В результате в течение позднеюрского времени осадочный бассейн резко углубился, что способствовало регрессии моря. По мере заполне-

ния его осадками с наступлением мелового периода происходил обратный процесс — море наступало на континент и его береговая линия постепенно отодвигалась к северу. Об этом свидетельствует наблюдаемое по мере движения с юга на север омоложение возраста пород основания мела [Богаец и др., 1974], которые представлены преимущественно обломочными континентальными и субконтинентальными отложениями.

В геосинклинальной зоне в это время продолжали накапливаться флишевые отложения (постепенная смена флишевых образований титона валанжинскими отмечена в едином разрезе в районе г. Феодосии).

К концу валанжина и особенно в начале готерива в период очередного возобновления действия сил горизонтального давления происходило новое шарьирование на платформу тектонических покровов, представленных геосинклинальными образованиями верхней юры. При этом в латеральном перемещении участвовали и осадки чехла окраины платформы, представленные молассовыми и рифовыми породами юрского возраста. Процесс горизонтального перемещения таких покровов мог обогатиться наличием глинистых пачек таврической серии в основании шарьяжей, по которым и с помощью которых осуществлялось скольжение более жестких позднеюрских пород (такого состава тектонические пластины, как мы видели, наиболее широко представлены на всей площади горного Крыма).

Шарьяжные перекрытия фиксируются появлением в готериве и в более позднее время значительных по мощности горизонтов олигостром — неизменных спутников подобных перестроек. В обломках и крупных глыбах среди них встречаются породы валанжина, юры (преобладают титонские), кристаллические сланцы докембрия и различные магматические образования (диориты, порфириты и др.)

Нагромождение тектонических покровов создало условия обмеления части шельфа, где порой отдельные пространства оказывались непокрытыми морем. На существование здесь в начале позднего готерива эпиконтинентального бассейна указывает характер осадков, представленных красноцветными маломощными обломочными образованиями, перекрывающими непосредственно аллохтонные пластины, что можно наблюдать в бассейнах рек Альмы и Качи.

Интенсивное шарьирование в раннем мелу повлекло за собой в следующий за сжатием период относительного покоя образование под весом аллохтонных масс сколовых трещинных зон не только на самом краю кратона, где его погружение создало условия для возобновления активной магматической деятельности, но и на значительном удалении от его края к северу. По последним в начале апта и особенно в альбе происходили прогибание (опускание) ложа платформы и одновременное поступление продуктов магмы на поверхность из расплавленного очага. Трещинного типа вулканы этого возраста обнаружены на широте Тарханкутского полуострова. О следующих после раннего мела периодически возникавших моментах действия на Крымскую платформу сил сжатия можно судить по устанавливаемым перерывам в осадконакоплении, отражающим в какой-то мере смену режима мобильной зоны. Такие перерывы зафиксированы перед началом мела, перед эоценом, до начала отложения сарматского яруса и до плиоцена.

В позднем мелу в Крыму продолжалось накопление типичных платформенных осадков, представленных в основном известняково-мергельными слоями с подчиненными пачками терригенных пород, заполнявших возникшую еще в раннем мелу впадину. Мощности осадков здесь

в несколько раз превышают среднюю величину их на остальной части территории Крыма. Следует заметить, что по мере накопления осадков происходило и постепенное прогибание ложа этой ванны. В результате границы ее значительно расширились по сравнению с впадиной ранне-мелового возраста (см. рис. 9, 10). Можно предположить, что после мела породы чехла Крымской платформы, в том числе и входящие в нее аллохтоны геосинклинальных масс, приобрели уже достаточную жесткость. Поэтому напряжение бокового давления на платформу в периоды действия сил сжатия расходовалось в основном на образование новых надвиговых пластин в ее чехле, на смятие их в складки, а также раздробление предшествующих шарьяжных покровов на более мелкие блоки. При этом, однако, последние продолжали горизонтальное продвижение к северу, но, очевидно, на небольшие расстояния.

В течение раннего палеогена и в эоцене на всей территории Крыма шло накопление обычных платформенных отложений: маломощных слоистых, преимущественно карбонатных, реже терригенно-карбонатных пород. Несколько увеличенная мощность их, отмечаемая в пределах Тарханкутского и Керченского полуостровов, очевидно, объясняется продолжающимся заполнением впадины, сохранившейся с мелового периода, границы которой, однако, к этому времени значительно сузились (см. рис. 11).

В начале олигоцена большая часть территории Крыма и прилегающей акватории Черного и Азовского морей начала испытывать мощнейшее и довольно значительное по продолжительности прогибание, охватившее по времени весь олигоцен и ранний миоцен. Очевидно, к концу эоцена геосинклинальные образования приостановили свое латеральное перемещение где-то южнее современного Крымского полуострова. В создавшихся условиях относительного покоя вес нагрузки шарьяжей повлек за собой резкое погружение платформы к югу. Последнее способствовало интенсивному разрушению (размыву) и самих шарьяжей, материал которых заполнял ложе возникшего краевого прогиба.

Следующий наиболее значительный этап сжатия приходится на предсарматское время. Очевидно, к этому времени шарьяжи геосинклинальных пород достигли территории Крыма. При этом некоторые из них (вероятно, ближайšie к континенту) несли на себе чехлы из осадочных отложений платформенного типа. Последние могли формироваться на геосинклинальных толщах в условиях достижения шарьяжами областей шельфа. Предполагается, что в составе первых "прибывших" в Крым аллохтонов присутствовали большей частью породы наиболее древнего возраста — допалеозойские.

В этот период край платформы на обширной площади вновь подвергся интенсивным деформациям. Последние охватили преимущественно ранние шарьяжные пластины, частично разрушая их, особенно сильно в районе главной фронтальной зоны горного Крыма, частично (опять-таки в той же зоне) создавая новые наволоки, правда не особенно протяженные по масштабам перемещения, сменяя их совместно с перекрывающимися и подстилающими осадками чехла в складки. Пример последнего находим в междуречье Зуи и Салгира, к северу от с. Зуя. Здесь оказался обнаженным останец покрова, сложенный несколькими тектоническими пластинами допалеозойских и мезозойских геосинклинальных пород, несогласно перекрытый шельфовыми образованиями баррема — альба. Он слагает северное крыло пологой субширотной антиклинали, в своде которой залегают верхнемеловые и частично палео-

геновые платформенные отложения. Сарматские осадки здесь трансгрессивно перекрывают аллохтонные и автохтонные породы. В этот же период сжатия перед фронтом, очевидно, сформировавшейся структуры аллохтона горного Крыма в чехле платформы продолжали развиваться надвиговые зоны. Боковое напряжение для их образования передавалось из геосинклинальной области через аллохтонные структуры горного Крыма, уже не способные сами вследствие достаточно возросшего сопротивления трения к значительным латеральным перемещениям. Такими надвигами чехол платформы оказался нарезанным на ряд тектонических пластин, прослеживаемых в плане на значительные расстояния в виде полос примерно субширотного простирания. Частичное (первые километры) перемещение слоистых пачек пород по надвигам привело к смятию их в складки: во фронтальных частях пластин образовались линейные высокоамплитудные структуры, в тылу — небольшой высоты куполовидные поднятия.

В сарматское время, а также в мэотисе на таких антиклиналях создавались благоприятные условия для роста биогермов. Наиболее представлены рифовые постройки этого возраста на структурах Керченского полуострова, четко фиксирующие досарматское время формирования здесь складчатых форм.

К концу миоцена аллохтон горного Крыма был максимально приподнят, окончательно освободившись из-под водного пространства, а начиная с плиоцена Крым уже не испытывал серьезных тектонических перестроек. К этому времени, очевидно, произошло столкновение Африка-Аравийской и Европейской континентальных плит с завершением геосинклинального режима в местах их соприкосновения. В некоторых же участках, где их полного столкновения не произошло (например, в Черном море), продолжали еще сохраняться геосинклинальные условия. Здесь накапливались огромной мощности осадки за счет разрушения соседних приподнятых зон. В Черном море в это время, очевидно, шел интенсивный размыв южной части аллохтона горного Крыма.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

В Крыму нефтегазоносность устанавливается почти по всему разрезу осадочного комплекса. Сложный путь развития этой территории обусловил различную полноту и неодинаковое строение отложений в различных ее частях, позволяя выделить несколько нефтегазоносных горизонтов, различающихся продуктивностью.

Промышленные залежи нефти и газа установлены в базальных песчано-алевролитовых слоях нижнего мела (Октябрьская, Татьянаовская площади), в вулканогенно-кластических породах среднего и нижней части верхнего альба (Западно-Октябрьская, Задорненская и другие площади), в вулканогенно-терригенных отложениях верхней части альба и нижней части сеномана (Татьяновская), в карбонатных породах верхнего мела: сеноманском (Карлавская, Родниковская, Октябрьская, Межводненская и др.), туронском (Бакальская, Карлавская, Межводненская и др.), коньякском и нижней части сантонского (Серебрянская), сантонском и кампанском (Межводненская), маастрихтском (Бакальская) ярусах, в карбонатных осадках дат-палеоцена (Глебовская, Оленевская, Краснополянская, Кировская, Черноморская, Северо-Серебрянская, Голицинс-

кая и др.), в терригенных пачках эоцена, олигоцена, миоцена и плиоцена (Фонтановская, Джанкойская, Куйбышевская, Южно-Сивашская, Северо-Керченская, Белокаменная, Голицинская, Славянская, Мысовая и другие площади). География месторождений также обширна: месторождения нефти, газа и конденсата обнаружены на Керченском полуострове и в пределах центральной части равнинного Крыма, на Тарханкутском полуострове и в других участках.

Представляется, что на всей территории Крыма и прилегающих акваторий Азовского и Черного морей перспективы нефтегазоносности следует связывать со всеми перечисленными выше осадочными комплексами пород. Кроме того, в числе потенциально нефтегазоносных следует рассматривать терригенные образования пермо-триаса, широко представленные в основании осадочного чехла Крыма. В Предкавказье из таких отложений получены притоки газа на Каневской, Староминской и Челбасанской площадях. Предполагается, что среди пород пермо-триаса можно встретить и карбонатные разности (не исключаются и рифовые), обнаруживаемые в виде аллохтонных глыб в горном Крыму.

К разряду перспективных с невыявленной нефтегазоносностью относятся складчатые осадочные толщи палеозоя, погребенные на глубину 8—10 км под разновозрастные геосинклинальные образования. Как известно, с этими отложениями в Преддобруджье связаны основные перспективы нефтегазоносности.

Обнаруженные закономерности строения региона, кроме того, способствуют выбору наиболее перспективных на нефть и газ зон. Таковыми являются фронтальные части выделенных надвигов, на которые необходимо ориентировать исследования. Диапировые структуры при этом, скорее всего, фиксируют положение фронтальных зон надвигов. Линейные антиклинали в подмайкапских отложениях, таким образом, закономерно должны располагаться вдоль крыльев диапировых складок.

Выявленные закономерности в размещении локальных структур позволяют рекомендовать применение более рациональной методики ведения поисково-разведочных работ. Последняя должна предусматривать вначале выявление и трассирование зон региональных надвигов, а затем поиски вдоль них нефтегазоносных антиклинальных складок. В тылу надвигов могут располагаться куполовидные складки.

Установление аллохтонного залегания пород горного Крыма позволяет рассматривать эту территорию как перспективную для поисков нефти и газа в отложениях платформенного типа неогена, палеогена и мезозоя, залегающих под мезозойскими геосинклинальными образованиями. Встречающиеся в породах горного Крыма нефте- и газопроводящие в ряде скважин (Ялтинская 1, Алуштинская 2-А, 8, 9, 12, Планерские и др.) и в естественных выходах (источник Аджи-Су), очевидно, свидетельствуют о возможных залежах углеводородов на глубине (под аллохтоном горного Крыма), поступающих вверх по многочисленным трещинным зонам в интенсивно деформированные геосинклинальные мезозойские образования.

Интенсивная деформированность пород, как показывают наблюдения, является благоприятным фактором аккумуляции углеводородов. Разрывные нарушения (в данном случае надвиги), помимо формирования структуры региона, способствуют образованию многочисленной сети трещин в породах. Особенно оказываются насыщенными ими линейные антиклинали вдоль лобовых зон надвигов, образующие благоприятные резервуары концентрации углеводородов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современная структура Крыма представляет собой краевой прогиб олигоцен-раннемиоценового возраста, разделенный седловинами и поднятиями на отдельные ванны (впадины). Формирование прогиба как структуры, согласно мобилистской концепции, происходило в условиях сжатия на краю платформы, погружавшейся перед фронтом тектонических покровов, шарьированных из геосинклинали. Главную роль при этом играли силы бокового давления, действующие с юга.

Сжатием обусловлено появление различных морфологических типов дислокаций, наиболее важными из которых являются региональные надвиги с южными падениями сместителей. Эти надвиги расчленили прогиб на серию тектонических пластин, прослеживаемых в плане в субширотном направлении на многие десятки и сотни километров и надвинутых последовательно друг на друга с юга. Пластина, таким образом, выступает как главный элемент структуры рассматриваемой территории. Последующее осложнение пластины, выразившееся в смятии ее пород в складки, а также в образовании новых разрывных нарушений в ее теле, происходило уже в зависимости от поведения последней в условиях сжатия.

Установление тесной генетической связи и взаимообусловленности надвиговых и складчатых дислокаций важно использовать в выработке наиболее экономичной методики ведения нефтепоисковых и разведочных работ.

Силами горизонтального сжатия обусловлено формирование структуры горной части Крыма, представляющей собой аллохтонное нагромождение геосинклинальных вперемежку с платформенными образований палеозоя — мезозоя.

Предложенная модель формирования земной коры позволяет достаточно убедительно расшифровать всю сложность современной структуры Крыма и особенно его орогенной области.

Автор надеется, что затронутые в работе вопросы смогут стать предметом обсуждения, ибо считает, что не все сделанные выводы можно рассматривать как окончательно доказанные. Автор признает, что некоторые положения в работе дискуссионны. И тем не менее он счел необходимым затронуть как можно больший круг вопросов по геологии Крыма, надеясь вызвать интерес к этому региону и тем самым способствовать более полному познанию особенностей его геологического строения, при этом возможно переосмысливая некоторые устоявшиеся представления.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипов В.И. Юго-западный синклиорий. — В кн.: Геология СССР, т. 8. Крым, ч.1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969, с. 350—356.
- Архипов В.И. О структурной неоднородности тектонических дуг областей кайнозойской складчатости. — Геотектоника, 1970, № 3, с. 61—73.
- Архипов В.И., Муратов М.В. Восточно-Крымский синклиорий. — В кн.: Геология СССР, т. 8. Крым, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969, с. 365—369.
- Байдов Ф.К., Гаркаленко И.А., Гончаров В.П. и др. О глубинном строении Черноморской впадины и смежных областей Причерноморья. — В кн.: Тектоника и сейсмичность Причерноморья и Черноморской впадины. Кишнев: Штиинца, 1974, с. 3—51.
- Богаец А.Т. Южная граница Восточно-Европейской платформы и строение позднекембрийского комплекса юга СССР. — Геотектоника, 1976, № 6, с. 33—44.
- Богаец А.Т., Палинский Р.В., Полухтович Б.М., Сафаров Э.И. Этапы развития и элементы структуры Преддобруджинской краевой системы. — Сов. геол., 1977, № 2, с. 128—134.
- Богаец А.Т., Плахотный Л.Г., Самарский А.Д., Черняк Н.И. О возрасте базальных слоев нижнего мела равнинного Крыма и Центрального Причерноморья. — Бюл.МОИП. Отд. геол., 1974, т. 3, с. 37—45.
- Бондарчук В.Г. Геология Украины. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 832 с.
- Борисяк А.А. Геологические исследования в Крыму, окрестности Балаклавы, Ялты, Байдарской долины, Хойто, Коккозской долины, районы Фороса, Мшати, Мухалатки, Симеиза, Кастрополя, Бельбека, Алупки, Мисхора, Ялты, Алушты, Судака, по Бельбеку и Альме, на Чатырдаге: Отчеты Геолкома за 1900—1912 гг. — Изв. Геол. ком., т. 20, № 3, 1901; т. 21, № 2, 1902, с. 65—147; т. 22, № 4, 1903, с. 229—338; т. 23, № 8, 1904, с. 97—461; т. 24, 1905. 532 с.; т. 25, № 1, 1906; т. 26, № 1, 1907; т. 27, № 2, 1908; т. 28, № 4, 1909; т. 29, № 1, 1910. 45 с.; т. 30, № 1, 1911. 75 с.; т. 31, № 1, 1912. 197 с.; т. 32, 1913. 1127 с.
- Бурштар М.С., Каменецкий А.Е. Новые данные о геологии и нефтегазоносности центральной и западной частей Степного Крыма. — Сов. геол., 1962, № 1, с. 82—92.
- Волошина А.М., Немков Г.И. Палеогеновая система. Эоцен. — В кн.: Геология СССР, т. 8. Крым, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969, с. 208—224.
- Гарецкий Р.Г. О фундаменте Мизийской плиты. — Геотектоника, 1970, № 4, с. 110—121.
- Гаркаленко И.А. О глубинных разломах юга и юго-востока Украины. — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 3, с. 46—56.
- Геология и нефтегазоносность Степного и Предгорного Крыма/Г.Х. Дикенштейн, Н.В.Безносков, Л.М.Голубничая и др. М.: Гостоптехиздат, 1958. 146 с.
- Герасимов М.Е., Коморный А.Ф., Кривченко Б.С. и др. Результаты геолого-геофизических исследований на акватории Азовского моря. — Геол. нефти и газа, 1978, № 4, с. 49—55.
- Гизе П., Морелли К. Детальная структура земной коры в некоторых Средиземноморских орогенных системах. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наукова думка, 1977, с. 194—200.
- Глубинное строение равнинного Крыма и Присивашья по геофизическим данным/В.Б.Соллогуб, А.А.Чекунов, Н.И.Павленко и др. Киев: Наукова думка, с. 3—14.
- Головинский В.И. О некоторых линейных структурах Причерноморья и Черноморской впадины. — В кн.: Комплексное исследование Черноморской впадины. М.: Наука, 1976, с. 54—56.
- Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 4, с. 703—705.
- Григорьева В.А. О поисках структурно-стратиграфических ловушек в неокомских отложениях на территории Крыма и Причерноморья. — Геол. нефти и газа, 1976, № 4, с. 27—32.

- Гуревич Б.Л.* Новые данные о тектонике Степного Крыма и Присивашья. — Сов. геол., 1959, № 9, с. 43—55.
- Гуревич Б.Л.* О поперечных деформациях в Черноморской впадине. — Новости нефт. и газ. техн. Сер. геол., 1961, № 5, с. 11—13.
- Гуревич Б.Л., Гончарова Т.А., Бураковский В.Е.* и др. Краткая характеристика результатов геофизических исследований. — В кн.: Геология СССР, т. 8. Крым, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969, с. 406—412.
- Дехтярева Л.В., Нероденко В.М., Комарова О.В., Михайлова И.А.* О природе горизонта глыбовых известняков в окрестностях г. Симферополя. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 3, с. 64—67.
- Дикенштейн Г.Х.* Тектоника Степного и Предгорного Крыма. — Сов. геол., 1957, № 59, с. 116—129.
- Доленко Г.Н., Парыляк А.И., Колпач И.П.* Нефтегазоносность Крыма. Киев: Наукова думка, 1968. 132 с.
- Друшиц В.В., Янин Б.Т.* Нижнемеловые отложения центрального Крыма. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1959, с. 115—120.
- Душевский В.П., Лысенко Н.И.* Возраст разрывных нарушений Восточно-Крымского предгорья. — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 7, 1978, № 1, с. 51—53.
- Дьяконов А.И., Цагарели А.Л., Маловицкий Я.П.* и др. — Тектоническое районирование Восточного Причерноморья и прилегающей акватории Черного моря. — В кн.: Комплексное исследование Черноморской впадины. М.: Наука, 1976, с. 57—64.
- Зайцев А.М.* К петрографии Крыма. — Ежегод. по геол. и минер. России, 1910, т. 12, вып. 3/4, с. 53—79.
- Казанцев Ю.В.* Магматизм Крыма в свете новой глобальной тектоники: Тез. докл. III регион. петрогр. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам на тему "Рудоносность магматических формаций" (11—15 апреля 1978 г., Симферополь). Тбилиси: Мецниереба, 1978, с. 78—79.
- Казанцев Ю.В.* Складчато-надвиговые структуры равнинного Крыма. Уфа, 1979а. 56 с.
- Казанцев Ю.В.* Аллохтонные структуры горного Крыма и перспективы нефтегазоносности Крымского полуострова. Уфа, 1979б. 47 с.
- Казанцев Ю.В., Нугманов Д.А.* О структурном положении магматических пород в Крыму. — Докл. АН СССР, 1977, т. 223, № 1, с. 200—202.
- Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А.* Тектонические шары в породах Южного Урала. — В сб.: Геологическое строение и нефтеносность Башкирии. Уфа: Изд-во БФАН СССР, 1977, с. 46—49.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В.* Основные вопросы формирования земной коры Урала в палеозое. Уфа: Изд-во БФАН СССР, 1978. 38 с.
- Каменецкий А.Е.* Нижнемеловые отложения равнинного Крыма. — Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 38, с. 62—83.
- Каменецкий А.Е., Малайко Г.И.* Неогеновая система. Морские отложения. — В кн.: Геология СССР, т. 8. Крым, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969, с. 233—264.
- Кравченко С.М.* Петрографические особенности интрузивных массивов южной части Центрального Крыма в свете новых данных. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 12, с. 100—105.
- Кравченко С.М., Лебединский В.И.* Изверженные породы интрузивных массивов. — В кн.: Геология СССР, т. 8. Крым, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969, с. 325—337.
- Краткий очерк геологического строения нефтяных месторождений Керченского полуострова/А.Д.Архангельский, А.А.Блохин, В.В.Меннер и др. — Тр. ГГРУ, 1930, вып. 13. 146 с.
- Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Кузнецов В.В., Горин Г.И., Каверин Н.Г.* Геологическое строение западного склона и северной части Ставропольского свода по данным гравитационной и магниторазведки. — Нефтегаз. геол. и геофиз., 1978, № 12, с. 48—50.
- Лагорно А.Е.* О некоторых массивах горных пород Крыма и их геологической роли. — Изв. Варш. ун-та, 1887, № 5/6, с. 1—48.
- Лебедев Т.С., Оровецкий Ю.В.* Физические свойства и вещественный состав изверженных пород Крыма. Киев: Наукова думка, 1969. 200 с.
- Лебединский В.И.* Пластовые интрузии в таврической серии и их роль в геологической истории горного Крыма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 4, с. 32—39.
- Лебединский В.И.* Пластинчатые псевдоксенолиты аргиллитов в интрузивном массиве Плака (Горный Крым). — Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 3, с. 633—636.

- Лебединский В.И., Шалимов А.И.* Структура вулканогенного комплекса Лемен (Горный Крым). — Докл АН СССР, 1962, т. 147, № 6, с. 1429—1432.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Карадаг: Отчет Геологического комитета за 1925 г. — Изв. Геол. ком., 1926, т. 45, с. 271—291.
- Лучицкий В.И.* Петрография Крыма. — В кн.: Петрография СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1939, вып. 8. 98 с.
- Лычагин Г.А.* Геологическое строение и история развития равнинной части Крыма. — Тр. ВНИГРИ, 1958, 12, с. 166—191.
- Лычагин Г.А.* Меловая система. Нижний отдел. — В кн.: Геология СССР, т. 8. Крым, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969а, с. 155—179.
- Лычагин Г.А.* Балаклавское поднятие. — Там же, 1969б, с. 356—357.
- Лычагин Г.А., Муратов М.В.* Антиклинорий западной части южного берега Крыма. — Там же, 1969, с. 357—360.
- Маловицкий Я.П.* Основные проблемы и направления геолого-геофизического изучения внутренних морей Тетиса. — В кн.: Комплексное исследование Черноморской впадины. М.: Наука, 1976, с. 5—10.
- Маловицкий Я.П., Ласкина В.В., Назаренко О.В.* Схема рельефа фундамента Азовского моря. — Новости нефти, и газ. техн. Сер. геол., 1962, № 12, с. 33—36.
- Маловицкий Я.П., Непрочнов Ю.П.* Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Черноморской впадины. М.: Наука, 1966. 136 с.
- Маслакова Н.И., Волошина А.М.* Меловая система. Верхний отдел. — В кн.: Геология СССР, т. 8. Крым, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969, с. 179—200.
- Миклухо-Маклай А.Д., Муратов М.В.* О каменноугольных и пермских породах горного Крыма. — Изв. вузов. Геол. и развед., 1958, № 8, с. 30—35.
- Моисеев А.С.* К геологии юго-западной части главной гряды Крымских гор. — В кн.: Материалы по общей и прикладной геологии. 1930, вып. 89. 81 с.
- Моисеев А.С.* Основные черты строения горного Крыма. — Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт., 1935, т. 14, вып. 1, с. 15—29.
- Моисеев А.С.* О херсонесском (киммерийском) горообразовании и его проявлении в Крыму. — Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт., 1937, т. 16, вып. 1, с. 6—33.
- Моисеев А.С.* Очерк тектоники северо-восточной части горного Крыма. — Учен. зап. ЛГУ. Сер. почв.-геол. наук, 1939, вып. 5, № 21, с. 155—189.
- Муратов М.В.* Основные черты тектоники Крымского полуострова. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1937, т. 15, № 3, с. 215—241.
- Муратов М.В.* Краткий очерк тектоники Крымского полуострова. — Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр., 1940, т. 5, с. 385—390.
- Муратов М.В.* Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. — В кн.: Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1949, т. 2. 510 с.
- Муратов М.В.* История тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 2, с. 3—24.
- Муратов М.В.* Возраст и происхождение складок Керченского полуострова. — В кн.: Геология СССР, т. 8. Крым, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969, с. 392—397.
- Муратов М.В., Бондаренко В.Г., Плахотный Л.Г., Черняк Н.И.* Строение складчатого основания равнинного Крыма. — Геотектоника, 1968, № 4, с. 54—69.
- Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф., Зверев С.М.* и др. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в центральной части Черноморской впадины. — В кн.: Вопросы методики глубинного сейсмического зондирования. М.: Наука, 1965, с. 51—83.
- Павленкова Н.И.* Волновые поля и модель земной коры (континентальной части). Киев: Наукова думка, 1973. 219 с.
- Пекло В.П., Маловицкий Я.П., Дьяконов Я.И., Сидоренко С.Ф.* Тектоника области сочленения Тамани, Западного Кавказа и смежной части Черного моря. — В кн.: Комплексное исследование Черноморской впадины. М.: Наука, 1976, с. 82—85.
- Плахотный Л.Г.* Байкалиды в складчатом основании Восточного Крыма. — Геотектоника, 1969, № 3, с. 98—102.
- Преображенский Н.П.* О тектоническом строении местности в районе г. Судак в Крыму. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1933, т. 11, № 1, с. 78—84.
- Пустильников М.Р., Корсаков О.Д., Милашина К.Г.* и др. Современный структурный план нижнекайнозойских—верхнемеловых образований и перспективы нефтегазоносности северо-западного черноморского шельфа. — Геол. нефти и газа, 1977, № 4, с. 20—25.

- Пчелинцев В.Ф.* Геологический очерк Южного берега Крыма. — В кн.: Оползневые явления на Южном берегу Крыма. Л.; М.: ЦНИГРИ; ОНТИ НКТП СССР, 1936, сб. оползн. станции, № 3, с. 30—52.
- Пчелинцев В.Ф.* Образование Крымских гор. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 4—87.
- Рогоза И.О., Шиманский А.А.* Новые представления о геологическом строении центральной части Азовского вала. — Сов. геол., 1977, № 1, с. 122—127.
- Романовский Г.Д.* Геологический очерк Таврической губернии и обзор Крымского полуострова относительно условий артезианских колодезей. — Горн. журн., 1867, т. 3.
- Снегирева О.В.* Стратиграфия, литология, фации среднеюрских отложений Крыма и перспективы их нефтегазоносности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1967.
- Соколов Д.В.* О некоторых результатах детальных геологических исследований в Восточном Крыму. — Вестн. Геол. ком., 1926, № 3.
- Соколов Д.В.* Крымские землетрясения и работа по их исследованию. — Крым, 1928, № 1 (5), с. 9—16.
- Соллогуб В.Б.* Тектоника передовых прогибов Альпийской области и сопредельных районов Европейской части СССР. Киев: Изд-во АН УССР, 1960, с. 3—92.
- Соллогуб В.Б.* О структуре земной коры юго-восточной Европы. — Геофиз. сб., 1967, вып. 19, с. 13—31.
- Соллогуб В.Б., Соллогуб Н.В.* Строение земной коры Крымского полуострова. — Сов. геол., 1977, № 3, с. 85—93.
- Старшинова Е.А., Галкин И.Н., Миловицкий Я.П.* и др. Скоростная модель земной коры на меридиональном разрезе центральной части Черного моря. — В кн.: Комплексное исследование Черноморской впадины. М.: Наука, 1976, с. 26—33.
- Стремоухов Д.П.* Сланцы Мегало-Яло близ г. Балаклавы. — В кн.: Зап. о-ва любит. естеств., антропол. и этногр., 1894, т. 8 (5).
- Тектоника центральной части северного склона Крымских гор (по материалам геофизических и геологических исследований) / Т.С. Лебедев, Г.Т. Собакар, Ю.П. Оровецкий, К.А. Болюбах. Киев: Изд-во АН УССР, 1963. 86 с.
- Федорович Б.А.* О возрастных соотношениях изверженных пород Крыма. — Изв. АН СССР. VI сер., 1927, т. 21, № 1/2.
- Фирсов Л.В.* Абсолютная датировка изверженных пород Крыма в качестве реперных образований для байоса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 4.
- Фохт К.К.* Средняя юра юго-западной части Крыма: Отчет Геологического комитета за 1909 г. — Изв. Геол. ком., 1910, т. 24, № 1.
- Черняк Н.И.* К истории развития Причерноморской впадины. — Тр. УкрНИГРИ, 1959, вып. 2.
- Черняк Н.И.* К истории развития южной окраины Русской платформы. — Тр. УкрНИГРИ, 1963, вып. 5.
- Черняк Н.И.* Перспективы нефтегазоносности северо-западного шельфа Черного моря и задачи геолого-геофизических исследований. — В кн.: Комплексное исследование Черноморской впадины. М.: Наука, 1976, с. 43—47.
- Чирвинская М.В., Гуревич Б.Л.* К вопросу о тектонике Причерноморской впадины. — Сов. геол., 1959, № 4, с. 83—92.
- Шалимов А.И.* О зональности магматических проявлений в горном Крыму. — Изв. вузов. Геол. и развед., 1966, № 6.
- Шевченко В.И., Резанов И.А.* Глубинное геологическое строение западной части Кавказа, Крыма и прилегающей акватории Черного моря. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 10, с. 3—18.
- 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, с. 88—93.
- Штукенберг А.А.* О кристаллических породах Крыма. — Тр. СПб. о-ва естествоиспыт., 1874, т. 5, вып. 2.
- Щербakov Д.И.* Материалы по петрографии Крыма. Леменский выход изверженных пород. — Изв. СПб. политехн. ин-та, 1914, т. 21, вып. 2; 1915, т. 23.
- 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. Киев: Наукова думка, 1965, с. 161—165.
- Яншин А.Л., Миловицкий Я.П., Москаленко В.Н.* и др. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, № 5, с. 42—69.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК.	5
Отложения континентального склона (породные ассоциации геосинклинального типа)	7
Отложения шельфа (породные ассоциации платформенного типа)	15
ТЕКТОНИКА	26
Структура складчатого основания	27
Структура осадочного чехла.	33
Надвиговые и складчатые дислокации осадочного чехла	36
Особенности структуры горного Крыма.	63
Структурная позиция магматических образований	84
Некоторые черты строения Черного моря к югу от Крымского полуострова.	91
ПРИНЦИПАЛЬНАЯ СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ	95
КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ КРЫМА.	100
ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ.	105
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.	107
ЛИТЕРАТУРА	108

Юрий Васильевич Казанцев

ТЕКТОНИКА КРЫМА

Утверждено к печати Институтом геологии Башкирского филиала АН СССР

Редактор издательства *Н.М. Митяшова*, Художник *Э. Эрман*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*, Технический редактор *Н.А. Поскванная*

ИБ № 24551

Подписано к печати 12.11.81. Т—25858. Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл. печ. л. 7,0+0,8 вкл., Уч.-изд.л. 10,2. Тираж 700 экз. Тип.зак. 799
Цена 1 р. 50к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 50 к.

