

А. Е. Каменецкий

ТЕКТОНИКА РАВНИННОГО КРЫМА

Геологическое строение равнинного Крыма изучается со второй половины прошлого столетия. Первые заметки мы находим в работах Г. Д. Романовского и Н. А. Головкинского. Значительный интерес представляют исследования К. К. Фохта, П. А. Двойченко, А. И. Дзенс-Литовского, В. В. Коллюбинской, Г. И. Молявко, П. К. Замория, К. И. Макова, П. К. Иванчука. Первые тектонические схемы для территории равнинного Крыма составлены В. В. Меннером (1947) и М. В. Муратовым (1937, 1940, 1946, 1949, 1955, 1960). Схемы же В. Г. Бондарчука (1957, 1959), Н. Ф. Балуховского (1949), И. О. Брода (1945), М. С. Бурштара (1960), Б. Л. Гуревича (1959), Г. Х. Дикенштейна (1957, 1958), Г. А. Лычагина (1958), З. Л. Маймин (1951), В. Б. Соллогуба (1960), Н. Ю. Черняк, М. В. Чирвинской, Е. А. Щерик (1958) и других исследователей во многом являются повторением схем, предложенных в свое время В. В. Меннером и М. В. Муратовым.

Большая работа по изучению глубинного строения равнинного Крыма проводится геологами Крымнефтегазразведки и комплексной геологической экспедиции: А. А. Балакиной, М. М. Германюком, В. А. Гордиевичем, А. М. Дашевским, Т. И. Добровольской, Е. А. Ильченко, В. М. Кондратьевым, Ю. И. Корнелюком, Г. А. Лычагиным, Е. В. Меншутиним, А. П. Ослоповским, В. И. Самулевой, Д. А. Рамазановым, Е. А. Ришес, В. Д. Фроловым, П. В. Фурасовым и др.

Анализ буровых и геофизических материалов, а также составленных карт литофаций, суммарных мощностей, палеогеолого-литологических, палеоструктурных, структурных (поверхности фундамента, альба, маастрихта, олигоцена и глини сармата) позволяют на территории равнинного Крыма выделить следующие основные тектонические элементы (рис. 1): А. Южный склон Украинского кристаллического массива. Б. Крымская часть эпигерцинской платформы. В. Индольский предгорный прогиб. Г. Мегантиклинорий горного Крыма.

Южный склон Украинского кристаллического массива

На севере равнинного Крыма (район г. Армянска) осадочные породы мезозоя, палеогена и неогена залегают на гранитах и гнейсах южного склона Украинского кристаллического массива. Кристаллические породы фундамента установлены здесь скважинами и прослежены сейсморазведочными профилями методом преломленных волн (КМПВ) Каховка — Красно-Перекопск, Мелитополь — Ново-Алексеевка. На севере района в городах Бериславе, Каховке и Акимовке они вскрыты соответственно на глубинах 1093, 1260 и 1044 м. Южнее фундамент

погружается до глубины 2034 м в с. Чаплинке и 1795 м в с. Сокологорное, а также 1030 м южнее г. Бердянска. В г. Армянске он предполагается на глубине 2600—2550 м. Максимальное погружение этих пород отмечается в 10 км южнее г. Армянска (по КМПВ) и достигает 3000—3100 м.

Таким образом, по профилям от г. Каховки на юг к г. Армянску и от с. Акимовки к с. Ново-Алексеевке прослеживается постепенное погружение поверхности докембрийского фундамента под углом около одного градуса.

На территории между указанными линиями профилей фундамент скважинами не вскрыт, но можно предположить, что его поверхность,

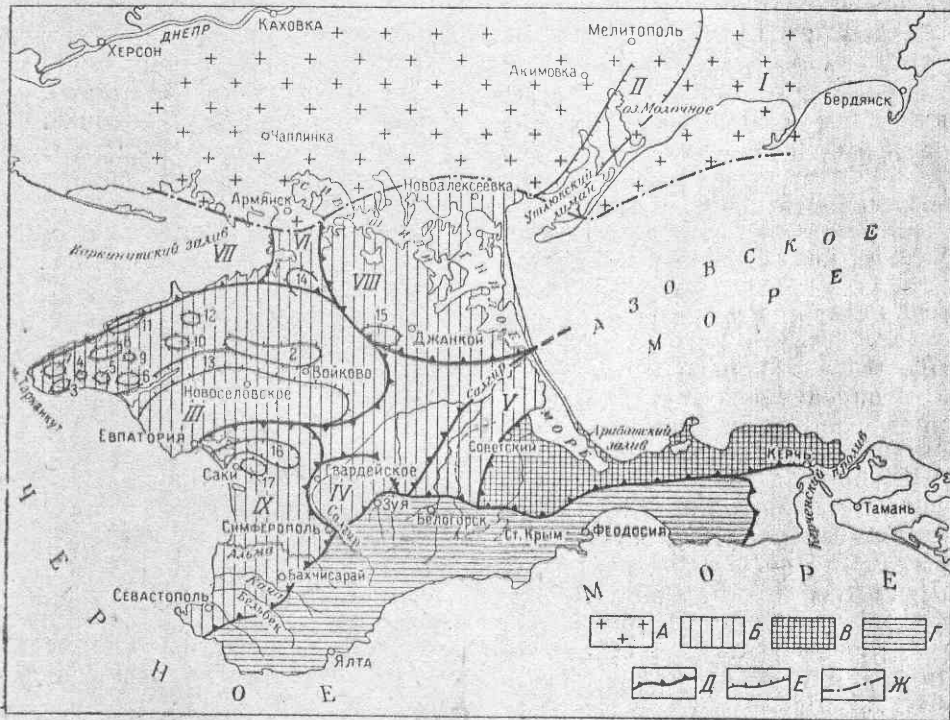


Рис. 1. Схема основных структурных элементов Крыма и сопредельных районов
 А — Южный склон Украинского кристаллического массива I — Приазовский выступ, II — Мелитопольский прогиб, Б — Крымская часть эпигерцинской платформы III — Тарханкутско-Новоселовский выступ; 1 — Новоселовское поднятие; 2 — Северо-Новоселовское поднятие; 3 — меловое поднятие; 4 — Родниковское поднятие; 5 — Громовское поднятие; 6 — Октябрьское поднятие; 7 — Оленевское поднятие; 8 — Карлаевское поднятие; 9 — Глебовское поднятие; 10 — Задорненское поднятие; 11 — Межводненское поднятие; 12 — Бокальское поднятие; 13 — Дуноулавско-Войковский прогиб; IV — Симферопольское погребенное поднятие; V — Ново-Царицынский погребенный выступ; VI — Перекопская структурная перемычка; 14 — Орловское поднятие; VII — Карквинитский прогиб; VIII — Сивашский прогиб; 15 — Джанкойское поднятие; IX — Алминская впадина, 16 — Калиновский прогиб, 17 — Сакское поднятие. В — Индольский предгорный прогиб, Г — Мегантиклинорий горного Крыма; Д — Основные структурные элементы; Е — Локальные структуры; Ж — Сочленение докембрийского и палеозойского фундамента

в общем плавно погружаясь к югу, осложнена небольшим пологим гребнем, который в районах сел Громовки и Ново-Троицкое отражается и в вышележащем осадочном комплексе и назван Балашевским (А. М. Дашевский). Восточнее линии сел Акимовка — Ново-Алексеевка изогипсы поверхности фундамента отчетливо вырисовывают вдоль Утлюкского лимана и оз. Молочное значительный прогиб, открывающийся к юго-западу. Н. Ф. Балуховский и А. Д. Сергеев называют его Мелитопольским. На указанном участке прогиб отделяет Азовский выступ от расположенного западнее склона Украинского кристаллического массива.

Сейсмическими работами КМПВ в кристаллических породах установлен ряд разломов субмеридионального и субширотного простирания с амплитудой до 120 м.

Южная граница кристаллического массива и его сочленение с Крымской частью эпигерцинской платформы проходит по разломам различной амплитуды, которые Б. Л. Гуревич (1959) проводит вдоль северного побережья Каркинитского залива, южнее г. Армянска, по северной части Сивашей, севернее с. Ново-Алексеевки и вдоль северного побережья Азовского моря.

Кристаллические породы фундамента покрываются мощным чехлом осадочных образований мезозоя, палеогена и неогена. Непосредственно на коре выветривания залегают отложения нижнего мела, которые сменяются выше верхнемеловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными породами. Весь комплекс осадочных образований моноклинально погружается к югу и увеличивается в мощности. Для нижнемеловых пород эта закономерность несколько нарушается. В западной части рассматриваемого района от г. Армянска и с. Чаплинки к северу, в направлении г. Каховки и г. Бериславля наблюдается увеличение мощностей от 100—150 м (Чаплинка) до 400 м (г. Каховка).

Южная часть склона Украинского кристаллического массива сопряжена с северными бортами Каркинитского и Сивашского прогибов.

Крымская часть эпигерцинской платформы

Фундаментом осадочного чехла равнинной части Крыма являются дислоцированные метаморфизованные сланцы и известняки палеозойского возраста, которые установлены в районе сел Новоселовского, Октябрьского, Гвардейского, Рассвет, Зуи, Долиновки и г. Евпатории. М. В. Муратов (1955) включил рассматриваемую территорию в состав эпигерцинской (Скифской) платформы. Крымская часть эпигерцинской платформы покрыта мощным чехлом осадочных образований, которые имеют сложное строение и образуют ряд крупных положительных и отрицательных структур (см. рис. 1).

К положительным тектоническим элементам относятся: Тарханкутско-Новоселовский выступ, Симферопольское погребенное поднятие, Ново-Царицынский погребенный выступ, Перекопская структурная перемычка.

К отрицательным тектоническим элементам относятся: Каркинитский прогиб, Сивашский прогиб, Алминская впадина.

Тарханкутско-Новоселовский выступ является самым крупным тектоническим элементом равнинной части Крыма. Выступ и его склоны охватывают Тарханкутский полуостров, центральные районы равнинного Крыма, до г. Евпатории и северного борта Алминской впадины на юге, Каркинитского прогиба и Перекопской структурной перемычки на севере, Сивашского прогиба на северо-востоке. Восточная граница проводится примерно по меридиану, проходящему через с. Зуя.

Прежде (Муратов, 1937, 1949; Дикенштейн, 1957, 1958; Гуревич, 1957) рассматриваемая структура называлась Тарханкутским валом. В настоящее время получены геологические материалы, которые позволяют изменить это название. Главным звеном этой крупной положительной структуры является Новоселовское поднятие или выступ (он в крайних частях осложнен сбросами), в пределах которого скважинами установлено неглубокое залегание нижнемеловых отложений и метаморфизованных дислоцированных палеозойских пород фундамента.

Контуры выступа отчетливо выделяются по ряду структурных поверхностей отдельных ярусов неогеновых отложений, по поверхности палеогена, верхнего и нижнего мела, а также по характеру распределения мощностей мезозойских, палеогеновых и неогеновых комплексов

(см. рис. 2, 3, 4, 5). Продолжение сводовой части выступа уходит на юго-запад, южнее оз. Донузлав, под воды Черного моря. Все локальные структуры западной части Тарханкутского полуострова расположены в пределах северо-западного крыла этого выступа.

Желая сохранить для этой структуры название «Тарханкутского» вала, которое ему присвоено М. В. Муратовым в 1937 г., мы считаем возможным назвать его Тарханкутско-Новоселовским, так как основная часть этого поднятия расположена именно в районе с. Новоселовского.

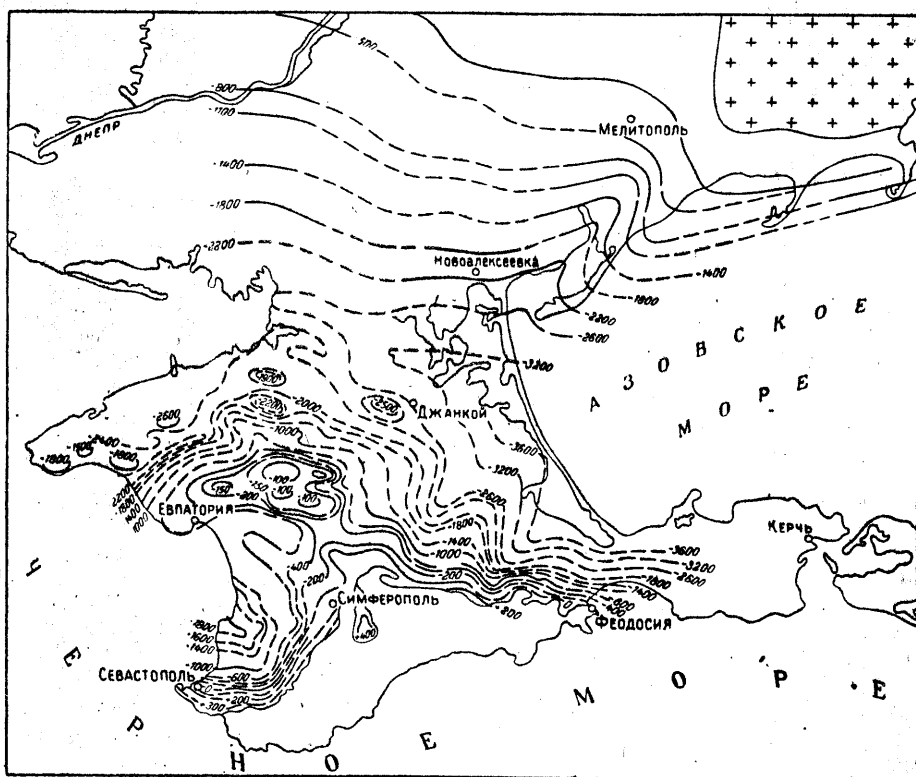


Рис. 2. Схематическая структурная карта поверхности альбских отложений

Тарханкутско-Новоселовский выступ осложнен узким Донузлавско-Войковским (Айбарским) грабенообразным прогибом, который был выделен В. М. Муратовым еще в 1945 г. (Геология СССР, том VIII). Возникновение прогиба вызвано, очевидно, сбросовыми нарушениями.

Наиболее приподнятая часть Тарханкутско-Новоселовского выступа по фундаменту и поверхности нижнемеловых отложений отмечается к востоку от с. Новоселовского у сел Открытое, Селезневка (Р-9). Фундамент здесь имеет абсолютную отметку — 844 м, а поверхность альбских отложений (рис. 2) — 40 м и залегают они под породами неогена. С учетом данных других глубоких скважин поверхность палеозойских пород можно оконтурить изогипсой — 1100 м. На севере у с. Урожайного они установлены на отметке — 1162 м (3-Р) и у с. Чапаево — 1355 м (1-Р). К западу от оз. Донузлав у с. Октябрьского фундамент вскрыт на отметке — 2632 м. Поверхность фундамента в большей части выступа не вскрыта, но, очевидно, современный структурный план осадочного покрова в какой-то степени повторяет структуру фундамента.

Поверхность нижнемеловых отложений отмечается здесь на глубинах 140—250 м, здесь выделяется значительная по размерам (более

50 км по длинной оси) положительная структура (Новоселовская), почти широтного простирания с небольшими локальными осложнениями в районе с. Тюльпановки, усадьбы совхоза Первомайск-Глубокое, Симоненково-Трактовое, юго-восточнее с. Каштановки и у г. Евпатории (см. рис. 2). Амплитуда основной структуры в районе сс. Новоселовского превышает 150—200 м. Погружение поверхности нижнего мела к северу достигает 2,5—3°. К югу углы падения уменьшаются и не превышают 1°. Северный и северо-западный склоны также имеют структурные осложнения, которые фиксируются у с. Рылеево, северо-западнее деревень

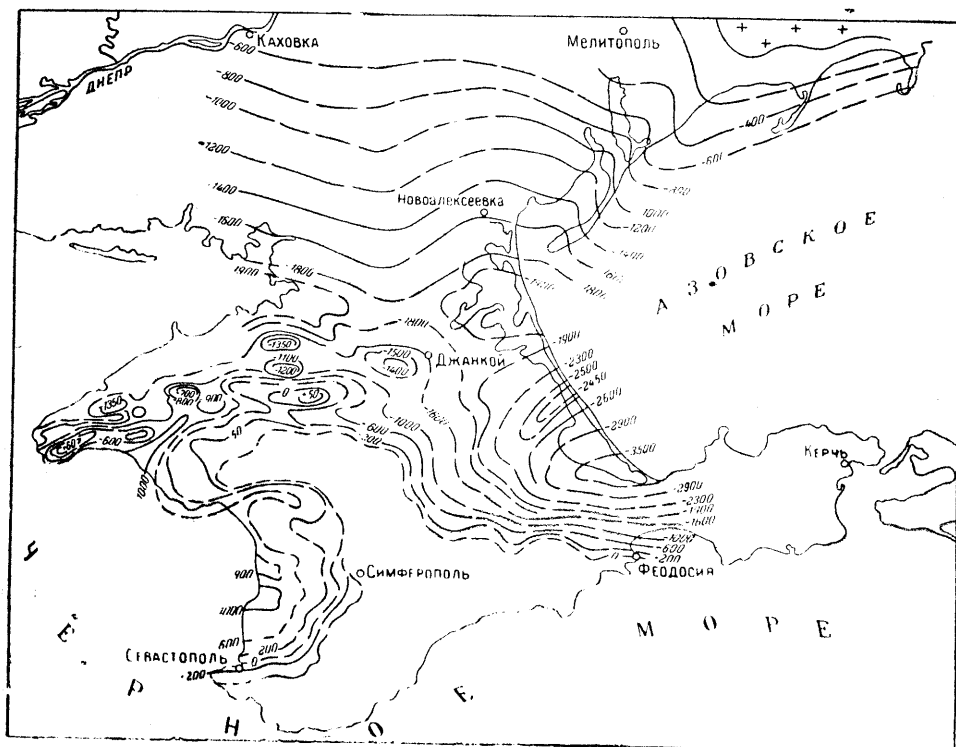


Рис. 3. Схематическая структурная карта поверхности маастрихтских отложений

Войково, Чапаево, Задорное, Октябрьское и Меловое. В районе последних трех локальных поднятий альбские отложения установлены соответственно на абсолютных отметках: —2332, —1562 и —1498 м. Мощность нижнего мела в сводовой части выступа составляет около 800 м. К югу, востоку и западу (р-н с. Новоселовского) она увеличивается до 1000 м, в то время как в северном направлении сокращается до 735 м (д. Чапаево, скв. 1-Р). В пределах северо-западного склона Тарханкутско-Новоселовского выступа голько вскрытая мощность альбских отложений составляет 1400 м (д. Меловое, скв. 1-Р).

По поверхности альбских отложений у с. Рылеево можно выделить Войковский (Айбарский) прогиб. Западнее его можно выделить и Донзулавский прогиб.

Верхнемеловые отложения в пределах повышенной части выступа залегают на глубинах 100—200 м и достигают мощности 300 м. По их поверхности также отмечается крупное структурное поднятие (Новоселовское) субширотного простирания с амплитудой более 200 м. Размеры поднятия по длинной оси составляют 65 км и по короткой 15—20 км. Структурная поверхность верхнего мела существенно отличается от

поверхности нижнего мела. Сводовая часть верхнемеловых отложений по отношению к нижнемеловым смещена к западу на расстояние 25 км и находится примерно в районе нас. пунктов Добрушино — Красновка (рис. 3).

Максимальная отметка поверхности пород верхнего мела находится восточнее д. Красновки и равна +48 м. Углы наклона их на северном крыле круче, чем на южном. Они немногим более 1° на северном крыле и не превышают $45'$ на южном.

На северном склоне выступа по поверхности отложений маастрихта выделяется поднятие, расположенное севернее Войковско-Донузлавского

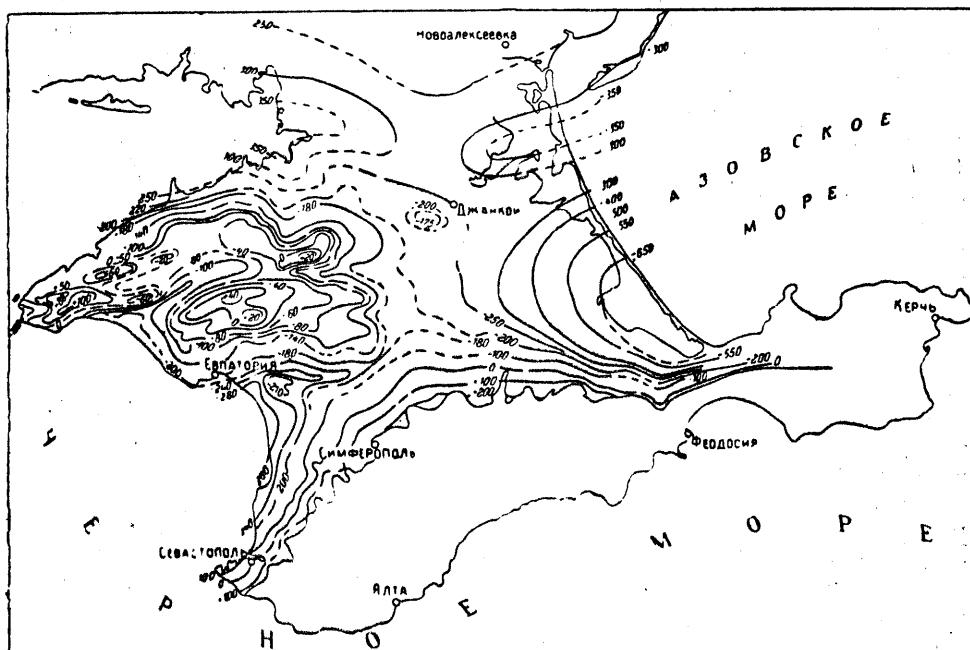


Рис. 4. Структурная карта досреднемиоценовой поверхности

прогиба и основной Новоселовской структуры, в районе Сусанино—Рылеево — Чапаево, которое часто именуется как Северо-Новоселовское. Сводовая часть оконтуривается изогипсой +50 м. Поднятие имеет широтное простираие, амплитуду более 400 м, по длинной оси достигает 50 км и по короткой 10 км. Между описанными поднятиями (Новоселовским и Северо-Новоселовским) в районе сел Сусанино — Урожайное имеется небольшая седловидная перемычка, которая, очевидно, временами отделяла Войковскую часть прогиба от Донузлавского. В пределах приподнятого залегания меловых слоев отсутствуют отложения палеогена, чокрака, карагана и в своде нижнего и среднего сармата. Более полный разрез палеогена и неогена отмечается лишь на склонах выступа.

На структурной карте досреднемиоценовой поверхности (рис. 4) также очень рельефно изображен Тарханкутско-Новоселовский выступ со всеми осложнениями. Длина его наиболее повышенной части (Новоселовской) составляет 80 км, ширина 25—30 км, а амплитуда 220 м. Наклон поверхности достигает 1° на севере и 30 — $35'$ на юге, западе и востоке. Свод поднятия, оконтуренный изогипсой +40 и +20 м, расположен в 10—15 км западнее с. Новоселовского в районе населенных пунктов Красновки и Добрушино. Домиоценовая поверхность почти

повсеместно перекрыта караганскими и сарматскими породами и только на склонах структуры встречаются отложения чокрака. Мощность неогеновых отложений не превышает 200 м на крыльях структуры и 65—100 м в своде.

Конфигурация выступа по карте поверхности глин сармата очень близко напоминает рассмотренную выше досреднемиоценовую поверхность. Наклон поверхности глин здесь еще положе и не превышает 40—45°.

Таким образом, углы наклона крыльев в более молодых отложениях становятся меньше.

Можно также отметить, что структурные планы верхнего мела и всех вышележащих горизонтов в районе с. Новоселовского совпадают. В то же время для поверхности нижнего мела совпадения не наблюдается.

Западнее оз. Донузлав, в пределах Тарханкутского полуострова северо-западный склон выступа сочленяется с юго-восточным бортом Каркинитского прогиба и имеет весьма сложное строение. Геологической съемкой, геофизическими исследованиями и бурением в пределах северо-западного склона выявлен ряд локальных поднятий, расположенных по трем параллельным, субширотным антиклинальным зонам: южной, средней и северной. В пределах южной, расположенной вдоль побережья Тарханкутского полуострова, выявлены Меловое, Родниковскую (Каркинитскую — Джангульскую), Карлавскую (Артемовскую), Глебовскую и Задорненскую локальные поднятия. В северной зоне в настоящее время известна Межводненская антиклинальная структура. Безусловно, с дальнейшим изучением района список структур в пределах указанной зоны может увеличиться.

Каждая антиклинальная зона отделена от соседней прогибом. Весьма отчетливо виден прогиб между южной и средней зонами — между Меловой и Оленевской структурами, где его амплитуда по поверхности верхнего мела превышает 900 м, а по поверхности эоцена более 500 м. Предполагается, что прогиб ограничен нарушениями сбросового характера.

Южная зона характеризуется высоким залеганием верхнемеловых, палеоценовых и эоценовых отложений, отсутствием здесь пород олигоцена (они появляются на погружении крыльев) и относительно крутыми углами наклона крыльев. Отложения эоцена, палеоцена и верхнего мела трансгрессивно перекрываются неогеном. На структурной карте поверхности верхнего мела видно, что на едином цоколе, который оконтуривается изогипсами 400—500 м, расположены отдельные локальные поднятия с максимальными отметками +90, —100 м. Такая же картина наблюдается при изучении палеоценовой поверхности.

Краткое описание локальных антиклинальных структур южной зоны начнем с Меловой, расположенной на юго-западе. В сводовой части ее на поверхность выходят отложения маастрихта и дата. К северу и югу поверхность верхнего мела круто погружается и в опорной скважине, расположенной на северном крыле, они залегают на глубине 650 м, а маастрихт на глубине 774 м. Такое погружение происходит на расстоянии всего 3 км, что составляет 15°. На крыльях в разрезе появляются отложения палеоцена, эоцена и олигоцена. Структура имеет восточное, северо-восточное простирание, по длинной оси она прослеживается на 15 км, а по короткой 5 км. По поверхности верхнего мела структура в пределах суши не замыкается, а юго-западное периклинальное окончание уходит в море. Мощность верхнего мела в своде составляет 1570 м, на погружении 2200 м. Мощность нижнего мела достигает 1400 м (верхний альб).

В своде следующей к востоку Родниковской структуры обнажаются отложения палеоцена (Чаротайская Балка). Поднятие расположено по отношению к Меловой и Громовской (еще более восточной) структурам кулисообразно. При погружении пород палеоцена к северу и югу также появляются отложения эоцена и олигоцена. Поверхность палеоцена погружается от отметки +130 м в своде до —280 м на севере и юге. Наклон поверхности к северу достигает 13° и к югу 8°. Поверхность верхнего мела в своде находится на отметке —13 м, погружаясь на севере и юге до отметки —500 м. Углы наклона этих пород на крыльях круче, чем по палеоцену. Размер Родниковской структуры по длинной оси 6 км, по короткой 3 км. Простирается широтное.

Громовское поднятие оконтуривается по поверхности палеоцена и верхнего мела. В своде под караганскими отложениями выходят породы нижнего палеоцена, которые очерчиваются нулевой изогипсой. На севере они вскрыты на отметке —240 м и —308 м на юге. По поверхности верхнего мела сводовая часть расположена на отметке —80 м. К северу отложения погружаются приблизительно до уровня —150 м и до —520 м на юге. По длинной оси складка равна 10 км, по короткой —3 км.

Далее к востоку расположено Октябрьское поднятие. Здесь установлено сравнительно неглубокое для Тарханкутского полуострова залегание дислоцированных метаморфизованных пород палеозойского фундамента (2720 м) и залегание пород неогена непосредственно на отложениях верхнего мела. В сводовой части верхнемеловые отложения залегают на отметке +40 м, а на северном и южном погружении больше, чем на —500 м. В южной части структура нарушена крупным, почти широтным разломом, который прослеживается колонковыми скважинами и фиксируется в сарматских известняках на поверхности. Поднятие простирается параллельно оз. Донузлав и имеет размеры по длинной оси 12 км и короткой 5 км.

В южной зоне северные крылья складок круче южных (до 15°), исключение представляет Громовское поднятие. В пределах зоны фиксируются разрывные нарушения. Размеры поднятий по длинной оси 6—15 км, по короткой 3—6 км.

Мощность неогеновых отложений, принимающих участие в строении этой зоны, редко превышает 100 км, в то время как мощность палеогена достигает 500—700 м, верхнего мела 1500—2000 м и нижнего мела более 1000—1400 м.

Средняя антиклинальная зона характеризуется значительным погружением поверхности верхнего мела и палеоцена, которые в пределах южной зоны выходят на поверхность. Повсеместно распространены отложения олигоцена.

В средней зоне между с. Красносельским и мысом Кара-Мурун на западе расположено Оленевское локальное поднятие, которое выражено по ряду поверхностей, выделенных внутри эоцена, по поверхности эоцена и олигоцена, а также по мощностям указанных комплексов.

В сводовой части структуры пробурена глубокая скважина (З-Р), которая прошла максимальную мощность верхнемеловых отложений (2370 м), но из них не вышла. На южном крыле пробурена вторая глубокая скважина (Р-4), которая также не вышла из отложений верхнего мела, но подтвердила увеличение мощностей отдельных ярусов эоцена на южном крыле структуры и наличие между меловой и описываемой структурой глубокого прогиба.

Поверхность верхнего мела погружается здесь от отметки —626 м в своде структуры до —1400 м на южном крыле. Падение достигает 35°. В своде поднятия непосредственно под глинами нижнего олигоцена на отметках +30, +70 м залегают отложения среднего эоцена, на погружении же встречаются отложения кумского и белоглинского горизонтов

верхнего эоцена, которые опускаются до отметок —500 м под углом 12—15°. Поверхность глин майкопа более пологая, их наклон не превышает 4—5°. В своде глины представлены только нижним олигоценом и их мощность равна всего 30—40 м. На погружении мощность глин возрастает до 400—500 м и в разрезе появляются отложения среднего и верхнего олигоцена.

Оленевское поднятие имеет широтное простирание, по длинной оси равно 12 км, по короткой 3,5 км.

Восточнее пос. Черноморского и севернее д. Артемовки расположено Карлавское, или Артемовское, локальное поднятие, которое одинаково хорошо оконтуривается по поверхности палеоцена, отдельным поверхностям эоцена, олигоцена и сармата. Поднятия простирается с юго-запада на северо-восток. Поверхность палеоцена в присводовой части находится на отметках —900, —1000 м и погружается на крыльях до отметок —1300, —1350 м. Кровля среднего эоцена залегает в своде на отметках —625, —650 м и на крыльях на отметках —1000, —1050 м. На северном крыле наклон составляет 12—13°, на южном 15°. По поверхности эоцена наивысшая точка находится на отметке —427 м. Углы наклона здесь меньше и не превышают 8—9°. Структура по поверхности майкопских глин выполаживается (см. рис. 4). В сводовой части эти глины залегают на отметках +60, +75 м, погружаясь на крыльях и периклинали до нулевой отметки. Углы наклона не превышают 2°. Размеры структуры достигают 19 км по длинной оси и 5 км по короткой.

Южнее северо-восточной периклинали Карлавской антиклинали кулисообразно расположена небольшая (5×2,5 км) брахантиклинальная Глебовская складка субширотного простирания. Поверхность палеоценовых отложений оконтурена в сводовой части изогипсой —800 м, а на погружении —1100 м. Амплитуда поднятия по этому горизонту достигает 300 м. Среднеэоценовая поверхность в своде залегает на отметках —600 м, на северном и южном крыле на —800 м. Поверхность верхнего эоцена залегает в своде на отметке —500 м и на погружении —600 м. Поверхность майкопских глин залегает на отметках —60 м в присводовой части и —90 м на крыльях и периклинали. Углы наклона отдельных поверхностей и амплитуда поднятия возрастают с глубиной.

Северо-восточнее расположены поднятия, выявленные сейсмическими и электроразведочными работами в районе с. Кировского. Они продолжают как бы ундулирующую ось Карловской складки. Севернее этих складок расположено Задорненское поднятие. В своде здесь пробурена глубокая скважина (3475 м), которая остановлена в альбских отложениях и прошла по ним около 1000 м. Верхнемеловые отложения достигают мощности 1770 м. Поверхность эоценовых отложений оконтуривается в своде изогипсой —250 м, а на погружениях крыльев —500 м. Поверхность майкопских глин и здесь более сглаженная.

Задорненское поднятие имеет почти широтное простирание. Контуры структуры в восточной части, очевидно, нарушены сбросами. Длина структуры достигает 12 км, по короткой оси она равна 4 км.

К этой же зоне следует отнести и вышеописанную Северо-Новоселовскую структуру.

Для локальных структур средней зоны характерны относительно крутые южные крылья и более пологие северные. К западу от Задорненской структуры наблюдается увеличение мощностей верхнемеловых и палеогеновых отложений по сравнению с южной зоной. Размеры поднятий по длинной оси достигают 19 км и по короткой 4 км.

Северная антиклинальная зона менее изучена, чем описанные выше. Северо-восточнее оз. Джарылгач расположена Межводненская структура, которая оконтуривается по поверхности сарматских и майкопских глин и фиксируется геофизическими данными по гамма-каротажному реперу в мэотических и понтических отложениях и по отраженному гори-

зонту верхнего эоцена. По поверхности эоцена наблюдается погружающийся к западу носообразный выступ от отметки —900 до —1100 м. Аналогичная структура вырисовывается и по гамма-каротажному реперу в мзотисе (А. И. Адамович, Г. Р. Григорян и др.). Амплитуда ее не превышает 40 м. Межводненский структурный выступ на востоке переходит в Бакальскую структуру, которая установлена съемочными работами В. Д. Фролова и по поверхности глин сармата бурением.

К югу от Межводненской структуры расположен синклиналиный прогиб, который территориально совпадает с бухтой Ярылгачской, с озерами Понское, Ярылгач, Джарылгач и отделяет Карловскую складку второй антиклинальной зоны.

В третьей зоне наблюдается дальнейшее погружение поверхности отложений эоцена, палеоцена и мела к северу, а также увеличение мощности майкопских глин.

Таким образом, все антиклинальные зоны четко выражены в структуре осадочного комплекса. Структурные поверхности палеоцена, эоцена и олигоцена повторяют конфигурацию структуры верхнемеловой поверхности, как это установлено для южной зоны. Весь осадочный комплекс в целом погружается на северо-запад к Каркинитскому прогибу и увеличивается в мощности.

Следует также отметить, что для южной зоны досреднемиоценовая и поверхность глин сармата не отражают действительных структурных соотношений, описанных выше.

Для средней зоны структурные планы доолигоценовой и досреднемиоценовой поверхности совпадают с более древним структурным планом.

В приподнятой части выступа, восточнее оз. Донузлав, в отличие от описанных структур развиты пологие локальные поднятия, сложенные в основном меловыми и неогеновыми отложениями.

Донузлаво-Войковский грабенобразный прогиб, оконтуривающий наиболее приподнятую часть Тарханкутско-Новоселовского выступа, можно выделить с достаточным основанием. На карте изоаномал силы тяжести И. Б. Биркмана, которая отражает рельеф палеозойского фундамента, намечается Донузлавская часть прогиба, выполненная осадочными породами мощностью до 4000—4500 м.

Прогиб отчетливо виден на картах суммарных мощностей, на структурных картах поверхности маастрихтских отложений, досреднемиоценовой и глин сармата (см. рис. 3, 4). Прогиб состоит из двух частей: юго-западной, которая расположена в пределах современного оз. Донузлав, и широтной, которая распространяется восточнее северных пределов озера к населенным пунктам Зимино, Кормовое, Войково (Айбары).

В широтной (Войковской) части прогиба пробурено несколько глубоких скважин, которыми вскрыт палеозойский фундамент, юрские, меловые, эоценовые и майкопские породы. В прогибе у с. Войково поверхность альбских отложений находится на отметках минус 800—1000 м, а верхнемеловых на минус 200—400 м (см. рис. 2, 3). Также отчетливо виден прогиб на карте досреднемиоценового рельефа и поверхности глин сармата (см. рис. 4).

Для Донузлавской части прогиба фактические данные имеются лишь по поверхности маастрихтских и вышележащих отложений, которые установлены в прибортовых частях. В прогнутой части ни одной скважины не пробурено. Геологический профиль, пересекающий прогиб в его средней части по линии сел Октябрьское — Новоселовское с достаточной убедительностью говорит о его строении (рис. 5). Дислоцированные породы фундамента здесь предполагаются на глубине 3500—4500 м.

Бортовые части прогиба, очевидно, осложнены локальными антиклинальными поднятиями.

Симферопольское погребенное поднятие расположено на юге равнинного Крыма, к северу от г. Симферополя и с. Зуи. Оно выделено впервые П. Н. Двойченко в 1926 г. как Симферопольская антеклиза (1926). Позднее описание поднятия района г. Симферополя или Биюк-Онларской перемычки мы находим в работах М. В. Муратова (1949, 1960), а также у В. В. Меннера (1947), Г. А. Лычагина (1958), З. А. Маймин (1951) и других исследователей. На юге поднятие примыкает к мегантиклинали горного Крыма, очевидно, по сбросовой линии. На западе сочленяется с Алминской впадиной, на востоке отделено прогибом от Ново-Царицынского выступа и на северо-западе небольшой седловидной перемычкой сочленяется с Тарханкутско-Новоселовским выступом.

В пределах Симферопольского поднятия складчатое основание установлено в скважинах вблизи г. Симферополя и с. Зуи на отметках +176, —280 м (с. Долиновка). Севернее у с. Гвардейского и пос. Рассвет на отметках минус 522—473 м. В районе д. Давыдово на фоне общего поднятия пород палеозоя отмечается небольшое локальное поднятие северо-восточного простирания, которое оконтуривается изогипсами +100 и нулевой. Погружение поверхности палеозойских пород к северо-западу, северу и северо-востоку не превышает 1,5—2,5°.

Палеозойское поднятие покрыто маломощным чехлом меловых, палеогеновых и неогеновых пород, среди которых наблюдается выпадение отдельных ярусов и наличие перерывов в осадконакоплении. Контуры выступа также хорошо вырисовываются на картах суммарных мощностей палеогена и нижнего мела, по структурной поверхности эоценовых и альбских отложений (см. рис. 2, 3). По структурным картам досреднемиоценовой поверхности и поверхности глин сармата, а также по карте суммарных мощностей неогена поднятие сглаживается и оконтурить его нельзя: Это дает нам основание называть его погребенным.

Поверхность нижнемеловых отложений в сводовой части залегает на отметках плюс 230—240 м и погружается к северо-западу до отметки —277 м у с. Гвардейского, —236 м на севере у с. Колодезного и —273 м на востоке у с. Вернадовки. В направлении пос. Рассвет и с. Колодезного простираются два небольших выступа. Последний является отражением поднятия в районе д. Давыдово, которое фиксируется по поверхности палеозоя. Следует отметить, что у пос. Рассвет по поверхности палеозоя также намечается небольшое осложнение. Между поднятием у пос. Рассвет и г. Симферополя изогипсы вырисовывают небольшой прогиб, который продолжает Салгирский грабен на северо-запад.

Наклон нижнемеловой поверхности происходит уступами. От с. Литвиненково к северу на расстоянии 7,5 км погружение равно 457 м, что соответствует наклону около 3,5°. Далее к северу у с. Колодезного наклон не превышает 0,5°. Обычно же угол погружения составляет около 2°.

* Мощность нижнего мела увеличивается по мере погружения склонов поднятия от 50—200 м в районе г. Симферополя и с. Зуи до 419 м у пос. Рассвет и 524 м у с. Ново-Андреевки. Севернее они полностью не вскрыты. Простирание поднятия по нижнемеловой поверхности северо-северо-западное, амплитуда 500 м.

Верхнемеловые отложения в пределах поднятия отсутствуют; они установлены лишь на значительном погружении северо-восточного склона и представлены только породами сеномана и сантона. Нижне- и среднеэоценовые отложения залегают здесь трансгрессивно на нижнем меле и повторяют в общем их поверхность. Верхнеэоценовые породы, развитые широко, и олигоценовые глины, известные только на склонах, нивелируют очертания поднятия и не отражают его структуры. Отложения миоцена, срезая и перекрывая более древние отложения, также не отражают их структуры.

Поверхность среднего и верхнего эоцена, реже среднего миоцена, в пределах поднятия осложнена мелкими локальными складками восточно-северо-восточного простирания.

Ново-Царицынский погребенный выступ выделяется по гравиметрическим данным (съемка И. Б. Биркмана) и описан впервые Г. Х. Дикенштейном в 1955 г. Протягивается выступ от г. Белогорска в северо-восточном направлении между пос. Советский и Нижнегорский на среднюю часть Арабатской стрелки. По кривым изоаномал силы тяжести он вырисовывается в виде валообразного поднятия, погружающегося на северо-восток. Ширина выступа в средней его части 15—20 км. Наличие выступа подтверждено и электроразведочными данными (Гуревич, 1959).

Аномалия силы тяжести, очевидно, связана с повышенным залеганием дислоцированных палеозойских пород, как это уже доказано в районе сел Новоселовского, Октябрьского и г. Саки (?). Доказательством отражения Ново-Царицынского вала в ниже- и верхнемеловых отложениях являются карты структурной поверхности альбских и маастрихтских отложений. Поверхность альбских отложений в районе Белогорска, проведенная по данным шести скважин, отчетливо намечает южную часть погружающегося к северо-северо-востоку выступа, ось которого совпадает с центральной частью водораздела рек Биюк и Кучук-Карасу (см. рис. 2). Наклон поверхности достигает 3°. Менее четко южная часть поднятия видна по поверхности маастрихтских отложений, ее наклон не превышает 2°.

Ново-Царицынский погребенный выступ, возможно, ограничен разломами и своим юго-восточным склоном сочленяется с Индольским предгорным прогибом. Выступ является южной границей эпигерцинской платформы в восточной части Крыма.

На структурных картах и картах мощностей эоцена и более молодых отложений контуры выступа не находят отражения.

Перекопская структурная перемычка впервые выделена В. В. Меннером в 1934 г. (1947) на основании увеличения мощностей неогена и плиоцена в прилегающих впадинах по сравнению с районом г. Армянска. Позднее Перекопское поднятие отмечалось и в работах М. В. Муратова (1946, 1955). В настоящее время наличие Перекопской структурной перемычки подтверждено данными бурения и сейсмическими работами методом преломленных волн.

Перекопская структурная перемычка расположена в пределах одноименного перешейка. На севере она выражена приподнятым залеганием кристаллических пород фундамента, а южнее г. Армянска приподнятыми породами эпигерцинской платформы. На востоке перемычка сочленяется с Сивашским прогибом, на западе с Каркинитским.

Кристаллические породы вскрыты скважиной в с. Чаплинке на глубине 2034 м и прослеживаются профилем КМПВ южнее г. Армянска, где они залегают на глубине 2600 м. Их наклон достигает 21 м на 1 км, что равно 1,25°.

По профилю КМПВ поверхность пород эпигерцинской платформы южнее сбросовой линии погружается до 3100 м и вновь воздымается более чем на 700 м на расстоянии 20 км к своду Орловского поднятия.

О рельефе эпигерцинской платформы восточнее и западнее профиля КМПВ в общих чертах можно судить по наличию двух изометрических минимумов: Сивашского и Каркинитского.

В пределах перемычки сокращается мощность ниже- и верхнемеловых отложений до 600—800 м, в то время как в прогибе она, очевидно, превышает 1800—2000 м.

Полная мощность осадочного комплекса в районе перемычки не превышает 2300—2600 м.

✓ **Каркинитский прогиб**, так же как и Сивашский, расположен в зоне сочленения докембрийской и эпигерцинской платформ. Северные их борта опираются на докембрийский кристаллический фундамент, а южный на палеозойский. Оба прогиба охватывают обширную территорию суши и моря. Обычно на гравиметрических и магнитометрических картах им соответствуют отрицательные аномалии.

Каркинитский прогиб как тектоническая единица выделен М. В. Муратовым в 1945 г. в пределах современного Каркинитского залива. Судя по картам мощностей и структурным картам, Каркинитский прогиб отделяется от Сивашского Перекопской структурной перемычкой. На юге и юго-востоке границу прогиба установить трудно, но, очевидно, она протягивается вдоль побережья одноименного залива, а возможно, и под водами залива переходит в северный склон Тарханкутско-Новоселовского выступа.

Мощность осадочных пород в наиболее прогнутой части прогиба, по данным КМПВ, превышает 5000 м.

В восточной части прогиб выполнен верхнемеловыми (1000 м), палеогеновыми (1600 м), неогеновыми и четвертичными (350 м) отложениями. Здесь можно ожидать и присутствие нижнемеловых отложений небольшой мощности. В погруженной части, под водами Каркинитского залива, очевидно, увеличиваются мощности отложений всех отделов и появляются юрские образования.

Вполне возможно, что в начальной стадии своего существования, в мезозое прогиб был более узким и по мере прогибания и накопления мощных осадочных толщ он разрастался в северном и южном направлениях. Южный борт прогиба осложнен локальными поднятиями.

Сивашский прогиб расположен в северной части равнинного Крыма и протягивается к востоку от Перекопского перешейка в сторону Азовского моря.

В настоящее время в пределах его южного борта пробурена лишь одна глубокая скважина (Джанкойская опорная), вскрывшая верхнемеловые отложения. Мелкие скважины глубиной 300—350 м достигают только караганских или в лучшем случае нижнемеловых отложений.

Строение северного борта прогиба рассматривается нами с учетом данных глубоких скважин, пробуренных в районе с. Ново-Алексеевки, и материалов геофизических исследований. На западе прогиб ограничен Перекопской структурной перемычкой, южная граница проводится нами южнее г. Джанкоя.

В прогибе известны юрские, нижне- и верхнемеловые, палеогеновые и неогеновые образования, суммарная мощность которых превышает 2900—3000 м. По фундаменту в центральной части прогиба к северо-западу от г. Джанкоя (Лебединое — Днестровка) выделяется значительная синклиналь, которая на западе сочленяется с Перекопской перемычкой, а на востоке замыкается приблизительно по линии ж. д. Джанкой — Ново-Алексеевка. Минимальные отметки составляют —3700 м, максимальные — 3100 м. Далее к востоку наблюдается вторичное погружение, и прогиб открывается к юго-востоку в Азовское море.

По поверхности альбских отложений западное периклинальное замыкание Сивашского прогиба находится также в пределах Перекопского перешейка, где их кровля предполагается на глубине 2600 м (по КМПВ). К югу от с. Ново-Алексеевки поверхность альба погружается под углом 1,5—2°, от —2100 м до —3200 м. Осевая часть прогиба проходит почти в широтном направлении, севернее Джанкоя, через населенные пункты Передовая, Ермаково, Соленое Озеро, Колоски, Лиманка и Айгульское озеро (см. рис. 2).

Иное очертание прогиба наблюдается по поверхности маастрихтских отложений. Западное замыкание его проходит по меридиану Джанкоя. Наклон слоев равен почти 1°. Они погружаются от —1587 м

в с. Ново-Алексеевке до —2000 м в осевой части. Осевая часть перемещается к северу и проходит в районе с. Стрелкового и южнее с. Предместного (см. рис. 3).

По опорному отражающему реперу (МОВ), который соответствует кумскому горизонту верхнего эоцена или поверхности среднего эоцена, очертания прогиба повторяют маастрихтскую поверхность; наклон происходит от отметки —1115 м в районе с. Ново-Алексеевки до —1600 м в прогнутой части прогиба, т. е. погружение составляет около 500 м на 35—40 км или 40—50'. В Джанкойской скважине этот горизонт устанавливается на отметке —1262 м. Мощность глинистых и песчано-глинистых отложений олигоцена и нижнего миоцена достигает в прогибе 780 м, а общая мощность палеогеновых и нижнемиоценовых отложений в прогибе составляет 1600 м. Поверхность нижнемиоценовых отложений более пологая (см. рис. 4). Ее наклон не превышает 3 м на 1 км. Осевая часть прогиба по этой поверхности перемещается далее к северу. Вышележащие неогеновые и четвертичные образования, выполняющие прогиб (мощностью 2250—350 м), имеют наклон 1—2 м на 1 км. Их структура, повторяя очертания более древних горизонтов, отчетливо вырисовывается по поверхности криптоактровых глин среднего сармата (см. рис. 5).

В с. Ново-Алексеевке их кровля находится на отметке —190 м, в северной части Арабатской стрелки —236 м и в районе г. Джанкоя —160 м. Зона максимального погружения прогиба находится в районе деревень Премостное и Владимировки.

Таким образом, структурные планы более молодых отложений, залегающие выше маастрихтской поверхности, совпадают, в то время как с поверхностью нижнемеловых отложений такого совпадения не наблюдается. Кроме того, следует еще отметить закономерное смещение осевой части прогиба в более молодых отложениях к северу, чем и объясняется его асимметричность.

В южной части прогиба сейсмическими работами методом отраженных волн установлено Джанкойское локальное поднятие.

В заключение следует отметить, что Сивашский и Каркинитский прогибы являются, очевидно, унаследованными палеозойскими прогибами, развивающимися на стыке двух платформ.

Алминская впадина расположена в юго-западной части Крыма, в пределах эпигерцинской платформы. На севере она ограничена Новоселовским выступом, на юге, юго-востоке и востоке — западным крылом мегантиклинория и на северо-востоке — Симферопольским поднятием. Западная и центральная части впадины находятся под водами Черного моря.

Впервые Алминская впадина выделена П. А. Двойченко (1926, 1927).

Карты фаций и мощностей и отдельных структурных поверхностей позволяют установить, что строение впадины, расположенной в пределах суши, значительно сложнее, чем это предполагалось ранее. В ее пределах выделяются три погруженных части, по существу три небольших прогиба. Один совпадает с современными долинами рек Кача и Бельбек, второй — с долинами рек Алма и Булганак, третий — севернее г. Саки — Калиновский (выделен Г. А. Лычагиным в 1953 г.). Соответственно прогибы разделены приподнятыми участками. Один расположен в районе г. Саки, второй — к западу от г. Симферополя и третий — к северо-западу от г. Бахчисарая.

Сакское поднятие выявлено гравиметрической съемкой и подтверждено сейсмической и геологической съемками и бурением. Бурением же здесь установлено залегание альбских отложений на валанжинских, а также вскрыты породы, очевидно, юры и палеозоя (?) или триаса.

Возможно, что складчатым основанием впадины являются не палеозойские, а мезозойские — триасовые породы.

В прибортовых частях в обнажениях и скважинах установлены меловые, палеоценовые и эоценовые породы, а в центральной части вскрыты отложения неогена, олигоцена и эоцена. Весь комплекс отложений имеет моноклиальное падение от бортов к центру впадины с увеличением мощностей отдельных горизонтов. Мощность нижнемеловых отложений, очевидно, возрастает с 300 до 700 м, верхнемеловых — от 470 до 600—700 м, палеогеновых — от 200 до 700—800 м, неогеновых — от 20—50 м в прибортовых частях до 300 м в прогнутой части.

Поверхность нижнемеловых отложений, залегающая в прибортовых частях на отметках 200—300 м, погружается предположительно до отметок —1800 м, наклон здесь равен 4—4,5°. Маастрихтская поверхность погружается до отметок минус 900—1000 м, под углом 2—2,5°. Среднемиоценовые слои, залегающие с размывом на эоценовых и олигоценовых породах, наклонены на запад до отметок —280 м, падение их не превышает 1°, причем в северной части они достигают только 0,5°. Выше лежащие сарматские, мэотические, а также плиоценовые отложения имеют еще меньший наклон слоев, не превышающий 10 м на 1 км, приблизительно он равен 0,5°.

В пределах Сакской антиклинальной структуры, по которой имеются данные о поверхности маастрихта, структурные планы и вышележащих отложений совпадают с ней. Очевидно, структурный план глини сармата и предсреднемиоценовых отложений совпадает с поверхностью маастрихта на всей территории Алминской впадины.

Карта, составленная А. В. Егоркиным по условному сейсмическому горизонту (Сг₁), указывает, что сводовая часть Сакского поднятия расположена на 3 км юго-восточнее ее положения, фиксируемого по более молодым отложениям, что подтверждается глубокими роторными скважинами. Так, скважина Р-1, расположенная в своде структуры, по поверхности эоценовых и сарматских отложений вскрывает альбские отложения на 82 м ниже, чем скважина Р-2, которая расположена в своде структуры, выявленной сейсмическими работами.

Характер отложений, вскрытых в прогнутой части впадины и на ее бортах, а также их относительно небольшие мощности свидетельствуют о том, что, начиная с нижнемелового времени, а возможно, и верхней юры, район Алминской впадины представлял платформенную территорию.

Индольский предгорный прогиб

Индольский предгорный прогиб расположен в юго-восточной части равнинного Крыма. Своим южным бортом он сопряжен с северным склоном мегантиклинория и Парпачским гребнем Керченского полуострова. На севере и северо-западе граница прогиба проходит по склонам погребенного Ново-Царицынского выступа, приблизительно по линии Богатое — Советское — Белостадное. На востоке прогиб открывается в Азовское море и соединяется с аналогичным Кубанским прогибом. М. В. Муратов, выделивший этот тектонический элемент, назвал его Индоло-Кубанским и охарактеризовал его как типичный краевой прогиб, выполненный мощной толщей палеогеновых и неогеновых пород.

Г. Х. Дикенштейн (1957) считает, что начало формирования Индольского прогиба относится к юрскому периоду. Это подтверждается моноклиальным погружением верхнеюрских и меловых отложений на север.

В настоящее время еще очень мало материалов, характеризующих глубинное строение прогиба, но согласно схематической структурной

карте по поверхности альбских отложений устанавливается, что осевая часть прогиба располагается в 5 км западнее современной долины р. Мокрый Индол, простираясь в северо-восточном направлении к селам Пушкино — Луговое. С этим же районом связаны максимальные мощности нижнемеловых пород, превышающие 2000—2500 м. Западнее, к г. Белогорску в районе предполагаемого существования Ново-Царицынского выступа мощность сокращается до 500—1000 м. В нижнемеловое время прогиб выполнялся конгломератами, песчаниками и глинами. Песчано-глинистая толща неокома и альба представлена флишем.

В верхнемеловое время продолжается дальнейшее развитие прогиба и накопление 600—1000 м известняков и мергелей. К концу верхнемелового периода прогибанием была также захвачена северо-восточная часть Ново-Царицынского выступа.

В течение палеогена наблюдается резкое погружение этой территории и накопление более 3000 м толщи, в основном песчано-глинистых пород. Скважины сел Пушкино и Каменского при забое в 1950 м и 3003 м не вышли из олигоценовых отложений. Очевидно, они пробурены в осевой части прогиба.

По поверхности нижнемиоценовых отложений (см. рис. 4) отмечается западное центроклинальное замыкание Индольского прогиба с крутым южным склоном и пологим северным. На юге поверхность майкопских глин погружается от нулевой отметки до —728 м в скв. 6 Шубинской площади, на расстоянии 12—15 км (до 3°), на севере же от —300 до —650 м на расстоянии 27 км (менее 1°). Прогиб в предсреднемиоценовое время становится значительно шире, его осевая часть простирается в широтном направлении в район с. Нижнегорского.

В среднемиоценовое и нижнесарматское время происходит дальнейшее заполнение прогиба осадками и его выполаживание. По поверхности глин сармата на южном борту наблюдается падение от отметки +40 до —440 м, на расстояние 12 км, т. е. оно немногим превышает 2°; на северном борту падение от —220 до —440 м на 33 км, т. е. менее 0,5°.

Западное замыкание прогиба смещается к востоку. Мощность неогеновых и четвертичных образований здесь превышает 350—800 м, что является максимальной для равнинных районов Крыма.

В пределах южного борта прогиба в Гончаровской глубокой скважине установлены дислоцированные отложения триаса (таврическая серия), которые перекрываются непосредственно верхнеюрскими породами.

Общая мощность осадочной толщи, выполняющей прогиб, предположительно составляет 4500—8000 м. Максимальные мощности следует ожидать в южной части Сиваша и Арабатской стрелки в районе населенных пунктов Шубино, Соляное и Каменское. Далее, к востоку, в Азовском море, эти мощности могут увеличиться до 10 000 м.

Локальные структуры в пределах западных участков Индольского прогиба до настоящего времени не установлены. Они только известны в северной части Керченского полуострова.

История геологического развития территории равнинного Крыма и формирования отдельных крупных тектонических элементов очень сложная.

Если в палеозое развитие всего Крыма протекало, очевидно, в едином плане, то, начиная с триасо-юрского времени, равнинные районы развиваются самостоятельно.

Возможно, что в начале мезозоя в зоне сочленения докембрийского и эпигерцинского фундаментов уже существовали Сивашский и Каркинитский прогибы, а в конце юры на триасовом основании начал формироваться и Индольский прогиб.

В нижнемеловую эпоху активно развиваются все прогибы, Алминская впадина, Симферопольское и, очевидно, Ново-Царицынское поднятия. В пределах Тарханкутско-Новоселовского выступа происходит погружение и накопление значительных мощностей отложений. Только с верхнеальбско-сеноманским временем можно связывать начало формирования Тарханкутско-Новоселовского выступа.

В течение всей последующей геологической истории — в верхнемеловое, палеогеновое, неогеновое и четвертичное время все известные крупные тектонические элементы и отдельные локальные структуры развиваются дифференцированно. Причем со средне- и верхнемиоценового времени темп прогибания или поднятия постепенно замедляется и в плиоцен-четвертичную эпоху он ничтожно мал.

Наглядно это видно из сопоставления данных максимальных мощностей отложений палеогена и неогена в прогибах (см. таблицу).

Таблица

Мощность отложений в отрицательных структурных элементах, м

Возраст	Алминская впадина	Восточная часть Каркинитского прогиба	Сивашский прогиб	Индольский прогиб
Палеоген и нижний миоцен	700	1650	1600	3600
Неоген (без нижнего миоцена) и четвертичные	300	350	400	800

ЛИТЕРАТУРА

- Бондарчук В. Г. Про тектоніку Причорномор'я. Геологічний журнал, т. XVII, вып. 2, 1957.
- Бондарчук В. Г. Геологія України. Видовництво Академії Наук Української РСР, Київ, 1959.
- Брод И. О. Об основных структурных элементах и перспективах нефтегазоносности южной окраины Европейской части СССР, Докл. АН СССР, т. 49, № 7, 1945.
- Бурштар М. С. Геология и нефтегазоносность Предкавказья и Крыма. ВНИГНИ, Гостоптехиздат, Л., 1960.
- Бурштар М. С., Каменецкий А. Е. Новые данные о геологии и нефтегазоносности центральной и западной частей степного Крыма. «Сов. геол.», № 1, 1962.
- Балуховский Н. Ф., Сергеев А. Д. Тектоника Причерноморской впадины. «Геология СССР», т. V, Украинская и Молдавская ССР, часть I, 1949.
- Гуревич Б. Л. Новые данные о тектонике степного Крыма и Присивашья. «Сов. геол.», № 9, 1959.
- Двойченко П. А. Синеклизы и антеклизы Крыма. Труды Крымск. НИИ, т. I, вып. I, Симферополь, 1926.
- Двойченко П. А. Алминская синеклиза Крыма. Труды Крымск. НИИ, т. I, вып. 2, Симферополь, 1927.
- Дзенс-Литовский А. И., Меннер В. В. Выходы меловых отложений на Тарханкуте в степном Крыму. Природа, № 1, 1937.
- Дикенштейн Г. Х. Тектоника степного и предгорного Крыма. «Сов. геол.», № 59, 1957.
- Дикенштейн Г. Х., Голубичная А. М., Каменецкий А. Е., Снегирева О. В., Шудкая Е. К. и др. Геология и нефтегазоносность степного и предгорного Крыма. ВНИГНИ, Гостоптехиздат, 1958.
- Лычагин Г. А. Геологическое строение и история развития равнинной части Крыма. Тр. ВНИГНИ, вып. XII, Гостоптехиздат, Л., 1958.
- Маймин З. Л. Третичные отложения Крыма. Гостоптехиздат, 1951.
- Меннер В. В. Тектоника степного Крыма. Геология СССР, т. VIII, 1947.
- Муратов М. В. Основные черты тектоники Крымского полуострова. БМОИП, т. 15, сер. геол., 1937.
- Муратов М. В. Краткий очерк тектоники Крымского полуострова. Труды XVII Междунар. геол. конгр., т. 5, 1940.
- Муратов М. В. Основные структурные элементы Альпийской геосинклинальной области Юга СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.

- Муратов М. В. Строение Причерноморской впадины. «Сов. геол.», сб. № 18, 1946.
- Муратов М. В. Тектоника СССР, т. II, Изд. АН СССР, 1949.
- Муратов М. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. «Сов. геол.», сб. № 48, 1955.
- Муратов М. В., Шуцкая Е. К. Строение Тарханкутского поднятия в свете новых данных. Докл. АН СССР, т. 101, № 4, 1955.
- Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Соллогуб В. Б. Тектоника передовых прогибов Альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР. Изд. АН УССР, Киев, 1960.
- Фохт К. К. О геологическом строении Евпаторийского плато. Тр. СПб. общ. ест., 1889, 20.
- Щерик Е. А. Основные черты геологической структуры и перспективы нефтегазоносности северо-западной части Крымско-Кавказской провинции. Тр. ВНИГНИ, вып. X, 1958.

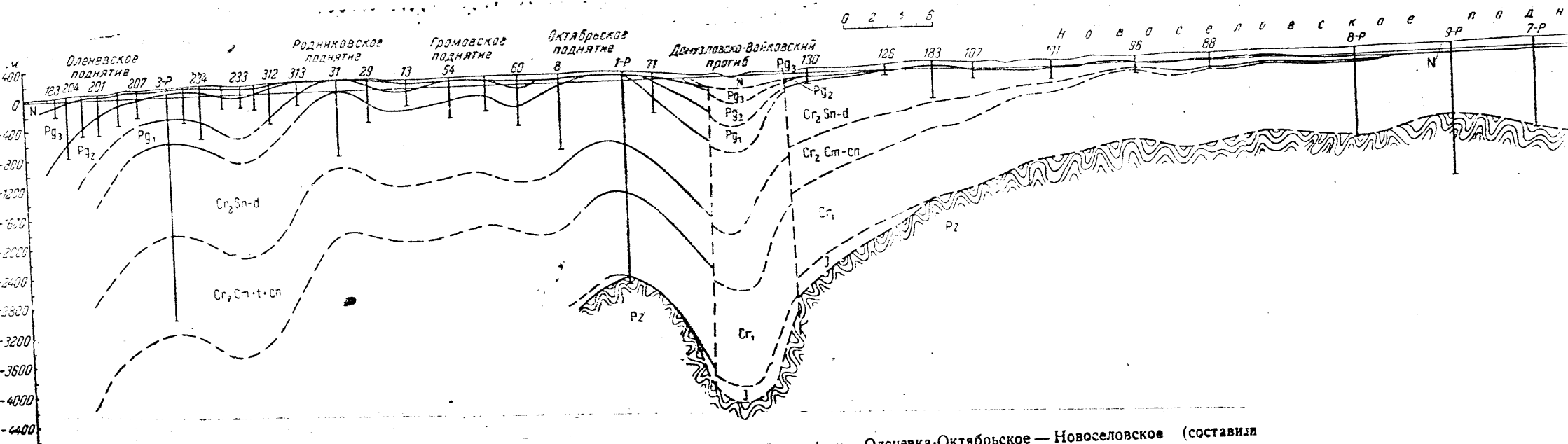


Рис. 5. Геологический профиль Оленевка-Октябрьское — Новоселовское (составили А. Е. Каменецкий и В. М. Тимачев)

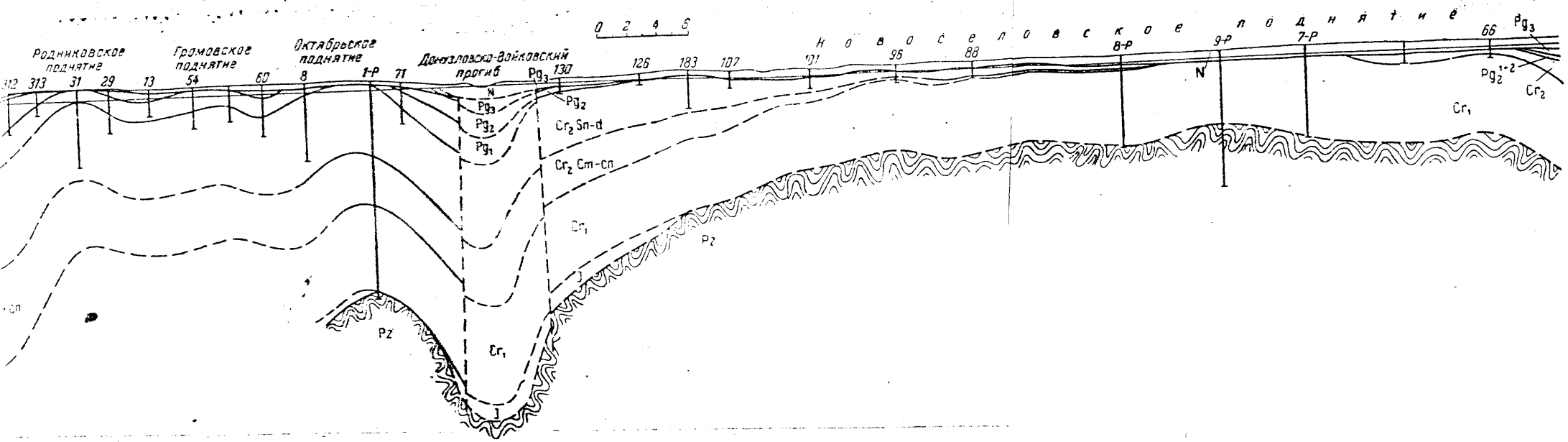


Рис. 5. Геологический профиль Оленевка-Октябрьское — Новоселовское (составили А. Е. Каменецкий и В. М. Тимачев)