МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ПО Южморгеология

Научно-исследовательский и проектный институт
геофизических методов разведки океана
(НИПИОКЕАНГЕОФИЗИКА)

# ТЕКТОНИКА МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

МОСКВА „НЕДРА" 1985

УДК 551.24(262.5):551.77

**Тектоника** мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М., Недра, 1985, 215 с., ил. (Мингео СССР, ПО Южморгеология, НИПИокеангеофизика).

Разрез Черноморской впадины в последние годы изучен сейсморазведкой МОГТ до глубин 14—15 км, и Черное море стало одной из наиболее исследованных акваторий мира. Впервые закартирована поверхность мезозойских пород и установлены подробные очертания всех крупных структур. В кайнозойском выполнении впадины обнаружена палеоцен-эоценовая толща мощностью до 5—6 км. Приведены структурные карты впадины по нескольким горизонтам и карты мощностей. Из совместного их рассмотрения хорошо видны последовательность развития крупных структур и особенности каждой из них. Многочисленные сейсмогеологические и временные разрезы иллюстрируют характер отдельных форм, их соотношения друг с другом, условия залегания осадочных толщ. Подробно рассмотрены строение бортов впадин и прогибов, признаки существования глубоководных бассейнов в геологическом прошлом Черноморской впадины. Специфика структуры и история формирования бортовых частей впадины определяют обилие и разнообразие возможных ловушек углеводородов в этих зонах.

Книга рассчитана на геологов и геофизиков производственных организаций, научных работников, изучающих геологическое строение морей, занимающихся общими вопросами тектоники Средиземноморского пояса.

Ил 45, список лит.—50 назв.

Работу подготовили: *Д. А. Туголесов, А. С. Горшков, Л. Б. Мейснер, В. В. Соловьев, Е. М. Хахалев* при участии *Ю. В. Акиловой, Г. П. Акентьевой, Т. И. Габидулиной, С. А. Коломейцевой, Т. Ю. Кочневой, И. Г. Перетуриной* и *И. Н. Плашихиной.*

Выпущено по заказу Научно-исследовательского и проектного института геофизических методов разведки океана

Т 1904020000—410
043(01)—85 заказное

© Научно-исследовательский и проектный институт геофизических методов разведки океана (НИПИОКЕАНГЕОФИЗИКА ПО «Южморгеология Мингео СССР)

http://jurassic.ru/

# ПРЕДИСЛОВИЕ

Производственное объединение «Южморгеология» Министерства геологии СССР (ранее — Отделение морских геофизических работ ВНИИГеофизики, Геленджикское отделение ВНИИМоргео, научно-производственное объединение «Южноморгео») в течение многих лет проводило геолого-геофизические исследования Черного моря. Эти исследования заметно усилились с 1973 г., когда широкое развитие приобрели сейсморазведочные работы МОГТ.

В последние годы этим методом была выполнена систематическая съемка всей глубоководной впадины. Многочисленные сейсмические профили, непрерывно и очень наглядно вскрывающие весь разрез огромной тектонической впадины на глубину до 12—15 км, представили небывалую ранее возможность объемно и с большими подробностями выяснить ее структуру. В результате этих исследований Черное море оказалось одной из наиболее геологически изученных акваторий мира. В то же время стало очевидно, что это только первые шаги морских геологических исследований с помощью сейсморазведки МОГТ.

Дальнейшее совершенствование аппаратуры и методики морских работ, а также последовательное укрупнение масштабов съемки, приведут не только к значительной детализации структуры кайнозойского выполнения впадины, но и к выяснению геологического строения еще больших, ныне недостигнутых глубин.

http://jurassic.ru/

# ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

В истории геологического изучения Черного моря по характеру исследований выделяется три этапа.

В прошлом веке и начале нынешнего о геологии глубоководной впадины можно было судить только по строению окружающей ее суши. Некоторые наводящие факты получали из гидрографических работ и исследований донных грунтов.

В конце 50-х годов сформировались два направления — глубинная геология и морская геология. Это были две практически неизведанные области. Но если изучение глубоких недр земной коры и до сих пор представляет собой поиск наиболее правдоподобных гипотез, то изучение геологии моря, во всяком случае в пределах осадочной толщи, может опираться на вполне реальные и поддающиеся проверке данные. Однако метод ОГТ в то время еще не был разработан и геофизические исследования Черноморской впадины начались с работ методом ГСЗ. Таким образом, второй этап изучения ее геологии оказался посвященным преимущественно глубинному строению земной коры и соответственно ознаменовался многочисленными гипотетическими построениями.

Применение сейсморазведки МОГТ определило третий этап геологических исследований Черного моря. Началось подробное изучение осадочного выполнения Черноморской впадины. Обширные новые данные получены в последнем пятилетии в результате систематической съемки впадины методом ОГТ. Уровень конкретных знаний о геологическом строении впадины повысился во много раз и стал качественно иным.

## 1.1. Формирование представлений о структуре и происхождении Черноморской впадины. Первые шаги в изучении донных отложений

Суждения о тектонической природе и геологической истории Черноморской впадины возникли задолго до начала прямых исследований самой акватории. Благодаря внутриконтинентальному положению Черного моря изучение строения его берегов позволяло делать более или менее обоснованные заключения о существовании впадины в геологическом прошлом. Наиболее доступными и очевидными были следы геологически недавнего прошлого — отложения антропогена, плиоцена, миоцена. Поэтому прежде всего были высказаны соображения о существовании Черного моря именно в эти эпохи. В конце прошлого и начале нынешнего веков преобладало мнение Э. Зюсса о возникновении Черноморской впадины на рубеже плиоцена и антропогена. Правда, Н. И. Андрусов еще в 1888 г. отметил, что широкое распространение неогеновых отложений по берегам Черного моря указывает на существование глубоководной впадины по крайней мере с сарматского времени.


http://jurassic.ru/

По существу, до середины 50-х годов все выводы о геологическом строении акватории опирались на палеогеографические и тектонические исследования окружающей суши. Лишь в небольшой степени, попутно с океанографическими работами, исследовались донные осадки.

Первая крупная океанографическая экспедиция в Черном море работала в 1890—1891 гг. Ее организация в значительной мере была обязана инициативе Н. И. Андрусова, который обрабатывал и поднятые ею пробы грунта. Экспедиция провела первые глубоководные батиметрические исследования по всей площади моря. Было обнаружено сероводородное заражение глубинных вод котловины ниже 150—200 м, выяснены характер течений в Черном море, распределение солености, некоторые особенности донных осадков и т. д. Все эти сведения явились сравнительным материалом для более достоверной оценки возможных физико-географических условий Черноморского бассейна в геологическом прошлом.

Следующая большая океанографическая экспедиция в Черном море работала в 1923—1926 гг. под руководством Ю. М. Шокальского. Кроме измерений глубин и других гидрологических исследований отбирались также колонки грунта трубками Экмана. Сразу же после крымского землетрясения 1927 г. систематические промерные работы начала Морская обсерватория. Она вела их в течение ряда лет (до 1936 года), сопровождая постоянным отбором колонок грунта, достигавших почти 4 м длины.

Все собранные образцы донных осадков подробно изучались А. Д. Архангельским и его сотрудниками. Результаты обработки и выводы, сделанные А. Д. Архангельским по ходу исследования, публиковались начиная с 1926 г. в ряде статей. В них поднимались новые вопросы, существенно продвигавшие вперед геологическую мысль, особенно в области сравнительной литологии. Так, например, А. Д. Архангельский обнаружил большую близость, гомологичность глинистых глубоководных отложений Черного моря с майкопскими олигоценовыми глинами, а также некоторыми разностями миоценовых «спириалисовых» глин. Отсюда он заключил, что в смежных с Кавказом впадинах неоднократно возникали морские бассейны, по гидрологическим условиям близкие к Черному морю и, в частности, содержащие в глубоких слоях воды сероводород. Это обстоятельство привело его и к очень интересным представлениям о путях образования нефти на Северном Кавказе. Подробно были описаны явления оползания осадков на континентальном склоне Черного моря, впервые тогда обнаруженные в современных отложениях. Они были установлены на всех участках кавказского и анатолийского склонов, где проводилось зондирование. Отсюда сделано заключение, что оползание осадков на дне Черного моря происходит всюду, где наклон поверхности дна является хоть сколько-нибудь ощутимым.

Многолетние исследования отложений Черного моря завершились опубликованием известной монографии А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова [2], в которой сведены все собранные материа-

http://jurassic.ru/

лы и сформулированы выводы, а также изложены общие заключения, не вытекающие непосредственно из исследований донных отложений. К таким заключениям относится прежде всего мнение А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова, что «центральная часть Черноморской впадины представляет собой колоссальный грабен, обязанный своим происхождением системе сбросов, направление которых в общем параллельно простиранию окружающих Черное море хребтов» [2, с. 45]. Далее они отмечали, что существование глубоководной котловины доказано со второй половины плиоцена, но весьма вероятно и для первой его половины, а для миоцена вполне возможно. «Доказанным также можно считать, что Черноморская впадина постепенно расширяется и углубляется, причем опускание дна сначала происходит без разрыва сплошности, а затем находит себе разрешение в очень крупных сбросах» [2, с. 45]. Отсюда они делали вывод, что глубоководная впадина «представляет достаточно типичную геосинклиналь, находящуюся в периоде своего углубления. Об этом говорят, с одной стороны, постепенное углубление бассейна, а с другой — положение его среди складчатых горных сооружений, часть которых, как Крым и Кавказ, находится в процессе поднятия» [2, с. 49]. Нетрудно видеть, что все эти соображения не вытекают непосредственно из исследованного А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым фактического материала.

Исследования А. Д. Архангельского в Черном море во многом определили направления последующих работ и представлений. Очень плодотворным оказалось сравнение майкопских отложений с современными глубоководными осадками Черного моря. Строго документированные оценки причин возникновения слоистости, рассмотрение геологической роли морских течений, сравнительно-литологическое описание некоторых современных осадков континентального склона как гомологов флиша — все это также отложилось в сознании геологов, равно как и общие воззрения А. Д. Архангельского на тектонику и историю Черноморской впадины.

Продолжая общее направление исследований Н. И. Андрусова и А. Д. Архангельского и тщательно изучив весь обширный материал по причерноморскому неогену, Б. П. Жижченко и В. П. Колесников в монографии «Неоген СССР» (1940 г.) пришли к заключению о том, что глубоководная Черноморская впадина существовала по крайней мере со среднего миоцена.

До 40-х годов рассмотрение геологической истории Черного моря во всех работах ограничивалось неогеном. Однако все более подробное изучение геологии окружающих территорий неизбежно заставило выяснять и более раннюю историю Черноморской впадины. Исследуя тектонику и историю развития альпийской геосинклинальной области юга СССР и сопредельных стран, М. В. Муратов (1949 г.) пришел к выводу, что на площади, занятой современным Черным морем, начиная с юры, существовал геосинклинальный прогиб, в котором сливались юрские, меловые и палеогеновые геосинклинали Кавказа, Крыма и Балкан. Поэтому он назвал Черноморскую впадину «узловой» геосинклиналью.


http://jurassic.ru/

Это, пожалуй, было первое определенное высказывание о возможной мезозойской истории Черного моря.

Несколько лет спустя М. В. Муратов пришел к новым и весьма примечательным выводам [31]. Мы рассмотрим эту работу подробно, так как она появилась в поворотный момент истории изучения Черного моря: через два года после ее публикации началось прямое изучение геологического строения акватории методом ГСЗ. Таким образом, эта работа как бы завершает этап косвенной оценки структуры Черноморской впадины, опирающейся исключительно на материалы геологии окружающей суши.

После обстоятельной структурно-морфологической характеристики Черноморской впадины в статье рассмотрена геологическая история Кавказа начиная с нижней юры. Основные структурные его элементы, выясненные работами кавказских геологов,— геосинклинальный прогиб Главного хребта и Закавказскую геоантиклиналь (или плиту) М. В. Муратов с известным приближением проследил в пределы акватории. Он считал, что юрская геосинклиналь Главного хребта и сменившие ее во времени флишевые прогибы южного склона Большого Кавказа протягивались через северную часть Черного моря к Балканам. С юга, вдоль анатолийского берега, предположительно намечалось продолжение Малокавказской геосинклинали. Большую часть моря между этими геосинклиналями занимало продолжение Закавказской плиты (Грузинской глыбы), на которой, вероятно, как и в пределах Грузии, отлагались маломощные карбонатно-глинистые осадки. В олигоцене интенсивные прогибания захватили постепенно и большую часть морского продолжения Грузинской глыбы. Послеэоценовый этап формирования Черноморской впадины, по мнению М. В. Муратова, был важнейшим в ее истории. Началось глубокое погружение, вначале, предположительно, в виде узкого, но глубокого прогиба вдоль южного подножия растущего Большого Кавказа и Горного Крыма. Затем, в течение миоцена и плиоцена прогиб чрезвычайно расширился и достиг размеров современной глубоководной впадины.

Излагая точку зрения А. Д. Архангельского о сбросовом характере бортов глубоководной впадины, М. В. Муратов подчеркивает, что крутизна материкового склона Черноморской впадины не превышает 6—10° и лишь в отдельных редких случаях достигает 20°. Эти уклоны, по его мнению, никак не свидетельствуют о наличии сбросов по краям впадины, а наоборот, скорее говорят против их существования. Отметив, что искаженный масштаб разрезов, в котором их обычно строят, сильно влияет на наши представления, он прилагает к статье гипотетический профиль через Черное море, в котором вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы (близки к 1:1 000 000). В первом приближении профиль весьма напоминает современные разрезы, хотя, конечно, тогда невозможно было предугадать истинные мощности кайнозойских отложений впадины. Не оказалось и зоны мощного, сильно деформированного мелового флиша к югу от берегов Крыма,

http://jurassic.ru/

наличие которой предполагал М. В. Муратов. Несколько условно, в преувеличенно «чешуйчатой» рисовке изображены складчатые зоны Крыма и Понтид.

Мощность неоген-четвертичных отложений в Черном море М. В. Муратов оценил в 5 км, опираясь на экстраполяции с суши и на средние скорости накопления современных донных илов (по А. Д. Архангельскому). Мощность олигоцена принята им в 2 км, мощность эоцена, палеоцена и верхнего мела — ориентировочно в 1 км. Ниже залегает складчатое палеозойское и нижнемезозойское основание. И здесь М. В. Муратов замечает, что преобладание в Черном море положительных аномалий силы тяжести в редукции Буге, обнаруженных маятниковой гравиметрической съемкой, выполненной Л. В. Сорокиным в 1930—1933 гг., «приводило многих исследователей к мысли о наличии опущенного под дно моря массива особо плотных пород. Как видно, никаких доводов геологического порядка о наличии такого массива в поверхностной части земной коры привести нельзя» [31, с. 42].

Итак, мы видим, что многие особенности структуры Черноморской впадины (такие, как флексурный характер ее континентальных склонов, спокойное залегание выполняющих впадину толщ, их возраст и примерный порядок мощности, наличие узкого олигоценового прогиба вдоль кавказского и крымского склонов, отсутствие массива особо плотных пород в основании впадины и т. д.) качественно предвидены М. В. Муратовым достаточно близко к реальности.

### 1.2. Изучение земной коры впадины

В 1957—1961 гг. началось изучение Черного моря сейсморазведкой методом ГСЗ, проводившееся главным образом Институтом океанологии АН СССР при участии других организаций. Около двух десятков профилей было пройдено в центральной части глубоководной впадины к югу от Крыма и три профиля — в восточной части моря. Результаты этих работ, принесших первые фактические данные о строении земной коры под глубоководной впадиной и о мощности осадочной толщи, были изложены в ряде статей Ю. П. Непрочнова с соавторами, публиковавшихся с 1958 г., и сведены в монографии [18]. В 1966—1968 гг. были отработаны еще два профиля ГСЗ через Черное море. Один из них пересек западную часть моря, и его описанию и геологическим обобщениям посвящена большая коллективная работа, вышедшая в 1972 г. Основные ее положения были повторены в монографии [22]. Второй профиль проложен в центральной части моря, от Феодосии до Синопа. Наиболее обстоятельная его интерпретация дана в 1974 г. В. Н. Москаленко и Я. П. Маловицким.

Одновременно с первыми работами ГСЗ в 1956—1958 гг. выполнены систематические эхолотные исследования рельефа дна глубоководной впадины (более 35 тыс. км промерных рейсов). Результаты этих работ сведены вместе с данными ГСЗ [18].


http://jurassic.ru/

С 1958 г. на Черном море начались также гидромагнитные работы, которые с разной степенью интенсивности велись до последнего времени. Их результаты неоднократно пробовали использовать для выяснения тектоники Черноморской впадины. Первые работы Я. П. Маловицкого, Б. Д. Углова и Г. В. Осипова относятся к 1969—1971 гг. [22].

С 1961 г. начались сейсморазведочные работы МОВ, сначала единичными профилями, затем систематическими площадными исследованиями шельфов — северо-западного, таманского, грузинского. Эти работы, постепенно расширяясь, становились и все более детальными. На континентальном склоне и в глубоководной впадине работы МОВ почти не велись, за исключением отдельных случайных профилей. Только в 1969—1971 гг., в связи с разработкой аппаратуры АНАП, была пройдена сеть региональных профилей на северном континентальном склоне от Анапы до Батуми и отдельные профили у берегов Крыма и в районе подводного хребта Архангельского.

Институтом океанологии АН СССР в 1968—1969 гг. по всей площади глубоководной котловины была пройдена редкая сеть геоакустических профилей с глубиной исследования до 1 с под дном моря. Сходные работы в 1968 г. были выполнены американскими исследователями на э/с «Атлантис-II».

Итак, за 15 лет на Черном море был выполнен довольно большой объем морских геофизических работ. Они принесли первые прямые данные о мощности и характере осадочной толщи во впадине. Но сведения о собственно осадочной толще получены минимальные: было установлено, что мощность ее достигает очень больших величин, порядка 12—15 км, что она, судя по небольшим скоростям прохождения упругих волн, в значительной части сложена молодыми отложениями. Почти по всем профилям в центральной части впадины на глубине 1—1,5 км под дном прослежена преломляющая граница со скоростью около 3 км/с. Ниже, на глубинах 5—8 км под дном обнаружен слой с граничной скоростью 4—4,5 км/с. Подошвой осадочной толщи в северной части впадины считались преломляющие горизонты со скоростями 5,8—6,3 км/с. Они условно отнесены к кровле «гранитного» слоя. К югу от Ялты и южнее Гудауты по этой поверхности были обнаружены два поднятия. В центральной части моря осадочную толщу подстилает преломляющий горизонт с граничными скоростями 6,6—7 км/с, принятый за поверхность «базальтового» слоя [18]. На этом данные о строении осадочных толщ Черноморской впадины по работам ГСЗ практически исчерпывались.

Главное внимание исследователей привлекали данные по более глубоким преломляющим горизонтам. Был обнаружен подъем преломляющих поверхностей с высокими граничными скоростями под дном глубоководной впадины. Отсюда следовал вывод об отсутствии «гранитного» слоя в пределах впадины, об утонении земной коры, о подъеме границы Мохо. Вскоре после публикации результатов ГСЗ Черного моря начали появляться в большом ко-

http://jurassic.ru/

личестве новые обобщающие работы, посвященные глубинному строению Черноморской впадины.

Сейсморазведка МОВ развертывалась главным образом на шельфах, больше всего на обширном северо-западном. Здесь ею были установлены крупные тектонические формы — Каркинитский прогиб, Килийское поднятие, самое крупное локальное поднятие Голицына и др. Вначале кратные волны весьма затрудняли корреляцию и прослеживание реальных отражений, структурные карты строились с отклонениями от действительных глубин залегания изображаемых поверхностей, порой весьма значительными. Так, кровля мела на поднятии Голицына была определена на 500—600 м выше истинного ее положения, а в южной части шельфа, в районе поднятий Сельского, Гамбурцева и др., наоборот, на 800—1000 м глубже истинного [22, с. 88]. Эти неточности удалось выправить лишь тогда, когда применили метод ОГТ.

Первые сейсмопрофили МОВ в глубоководной впадине были пройдены в 1962 г. Это были четыре коротких профиля к югу от Крыма, выполненные ОМГР ВНИИГеофизики, и один длинный через все море от Ялты до Синопа, проведенный методом точечных зондирований (с расстоянием между точками 1—2 мили) Институтом океанологии АН СССР. Была записана горизонтально-слоистая толща до 3 с под дном, причем Ю. П. Непрочновым в ней выделены четыре отражающих горизонта — А, Б, В и Г, из которых наиболее четким и хорошо коррелируемым был горизонт В (соответствующий современному горизонту В). Вблизи берегов Крыма были установлены интенсивные дислокации записанной толщи.

В 1962—1963 гг. трестом «Краснодарнефтегеофизика» детальные сейсморазведочные работы МОВ проведены на таманском шельфе. Здесь откартированы диапироподобные складки майкопской серии и вышележащих пород, продолжающие в море цепочки таких же антиклиналей Таманского полуострова. Эти линии складок юго-западного простирания были прослежены вплоть до бровки шельфа. К юго-востоку от них на шельфе этими работами очерчен контур Анапского выступа, сложенного меловым и палеогеновым флишем.

В 1964 г. ОМГР ВНИИГеофизики пройдено пять почти долготных профилей МОВ у Крымского побережья от Ялты до Керченского пролива, пересекших шельф, континентальный склон и южными концами заходивших в пределы глубоководной впадины. Они впервые зафиксировали многочисленные складки прогиба Сорокина. Складки, записанные двумя западными профилями, А. П. Милашин в 1967 г. счел сложенными майкопской серией и назвал криптодиапировыми. На более восточных профилях, где заметно нарастает мощность дельтовых отложений антропогена, а глубина моря уменьшается, своды складок залегают глубже под дном, записаны на меньшую мощность и вследствие этого выглядят менее резко, так как на профилях видны лишь сводовые части антиклиналей. Не распознав дельтовых образований в верх-


http://jurassic.ru/

ней толще этого участка, А. П. Милашин решил, по-видимому, что она соответствует всему кайнозою, и своды складок отнес уже к поверхности мела. Так возникло предположение о поднятии, разделяющем прикрымский и притаманский участки складчатости. В дальнейшем А. П. Милашин, вместе с В. И. Головинским и Я. П. Маловицким пошли в своих выводах дальше и решили, что прикрымская складчатость моложе таманской. Подобное построение отвечало идее о зональном строении впадины. Вывод о прямом соединении этих двух районов складчатости, почти очевидный уже из тогдашнего фактического материала, никем сделан не был.

М. Р. Пустильников и В. И. Корнеев, впервые опубликовавшие в 1966 г. результаты сейсморазведочных работ на таманском шельфе, также не смогли предположить, что полоса откартированных здесь складок уходит далее на юго-запад в пределы Черноморской впадины. Они решили даже, что таманско-керченская система складок принадлежит не самостоятельному поперечному прогибу, а является частью внутреннего крыла Индоло-Кубанского прогиба.

Никем из упомянутых выше исследователей не были замечены и прямые признаки антропогеновой дельты в керченско-таманском выступе шельфа и соответствующем ему изгибе континентального склона. Существование дельты в этом районе по чисто морфологическим признакам предполагал еще Н. А. Андрусов. Но после авторитетного и весьма категоричного возражения А. Д. Архангельского [2, с. 47] никто из исследователей Черного моря не возвращался к этому вопросу. Впервые подметили и точно описали явные признаки мощной дельты на прикрымских сейсмических профилях в 1964 г. О. Д. Корсаков и А. Ю. Юнов [24].

Начало тектоническому районированию Черноморской впадины по результатам ГСЗ, промерных работ и других исследований акватории положили В. П. Гончаров, А. Ф. Непрочнова и Ю. П. Непрочнов. В 1963 г. на первой выездной сессии Научного совета по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии при ОГГН АН СССР в Тбилиси они представили тектоническую схему Черноморской впадины. Схема была опубликована в сборнике докладов сессии в 1966 г. и без изменений воспроизведена в монографии [18]. Авторы показали на схеме общепринятые в то время крупные тектонические формы: Русскую платформу, Скифскую платформу (включающую Скифскую и Мизийскую плиты в современном понимании) и зоны альпийской складчатости. В пределах Черноморской впадины они, в основном следуя М. В. Муратову [31], изобразили обширную область «доальпийской складчатости и консолидации». Но, в отличие от М. В. Муратова, зона альпийской складчатости Крыма на их схеме не соединяется с Балканами, а заканчивается тупиком.

Здесь следует заметить, что хотя авторы в своем выводе об отсутствии структурной связи Крыма и Балкан оказались правы, их оценка геоморфологии северо-западного участка впадины, по-

http://jurassic.ru/

служившая основанием для этого вывода, была ошибочной. При промерных работах они крупный подводный конус выноса Дуная приняли за остаток древнего горного сооружения [18, с. 36], и в последующих работах он был назван хребтом Моисеева. На самом же деле этот участок континентального склона сложен мощнейшими четвертичными отложениями авандельты и подводных конусов выноса Дуная. Поэтому никаких следов горных сооружений, альпийских или доальпийских найти в рельефе дна здесь, разумеется, нельзя. Это поучительная страничка в истории изучения геологии впадины, так как представление о подводном хребте Моисеева было без критической проверки принято многими исследователями, в течение 10—15 лет переходило из одной работы в другую и запечатлелось на многих картах и схемах.

Осевую часть впадины в тектонической схеме В. П. Гончарова и др. занимает обширная зона отсутствия «гранитного» слоя. Авторы отмечают, что к ней приурочены наибольшие мощности осадочного слоя, но земная кора в целом имеет наименьшую толщину, залегание границ раздела в осадках близко к горизонтальному, зона ассейсмична. Зона доальпийской складчатости и консолидации опоясывает «безгранитную» область, сама характеризуясь сравнительно небольшими мощностями «гранитного» слоя. В ее пределах отмечены некоторые поднятия и впадины поверхности «гранитного» фундамента, обнаруженные ГСЗ. Наконец, дополнительным знаком в окружающих впадину зонах альпийской складчатости и Скифской платформы показаны участки, вовлеченные в молодые опускания Черноморской впадины. В своих выводах авторы, оценивая возможную скорость осадконакопления, полагают, что вполне возможно отнести начало образования впадины к палеозою. Они отмечают, что структуры, окружающие впадину, имеют самое различное строение и время формирования. В то же время ее центральная часть без «гранитного» слоя достаточно однородна — через нее не прослеживается ни одна из известных нам структур, и она имеет простейшую двухслойную кору. Поэтому ее нужно считать более древним образованием, по сравнению с окружающими структурами.

Следующая тектоническая схема Черноморской впадины, опубликованная Е. Е. Милановским в 1967 г. [30], по существу, повторила схему В. П. Гончарова и Ю. П. Непрочнова, отличаясь значительно более дробным делением окружающих впадину структур. В самой впадине выделены те же зоны, лишь с более подчеркнутой характеристикой: 1) внутренняя наиболее древняя самая глубоководная часть Черноморской впадины, лишенная «гранитного» слоя; 2) периферические зоны впадины с байкальским или палеозойским складчатым фундаментом, вовлеченные в опускание в палеозое — палеогене; 3) краевые зоны впадины с альпийским и более древним фундаментом, втянутые в опускание в неогене — антропогене.

Как и другие исследователи, получив по данным ГСЗ общую мощность осадочной толщи, но не имея возрастных границ ни


http://jurassic.ru/

внутри нее, ни для ее подошвы, Е. Е. Милановский пробует оценить время образования этой толщи, прикидывая среднюю возможную скорость осадконакопления. Он приходит к выводу, что осадочная толща Черноморской впадины в нижних частях палеозойская. Поднятия кровли «гранитного» слоя к югу от Крыма и в районе Гагры — Сухуми, обнаруженные ГСЗ, Е. Е. Милановский предположительно считает складчатыми сооружениями байкальского возраста, сопоставляя их с рифейским массивом Центральной Добруджи и выходами сходных пород в пределах Грузинской глыбы. Таким образом, глубоководная зона Черноморской впадины, по его мнению, имеет субокеаническую кору и мощный недислоцированный чехол, формировавшийся с палеозоя или даже с рифея. К ней с севера и юга примыкают, начиная с байкальских, все более молодые складчатые зоны.

Еще до опубликования рассмотренной работы Е. Е. Милановского в печать была сдана статья о тектонике Черного и Азовского морей [43], написанная большим коллективом авторов. Тектоническое районирование окружающей суши изображено в ней в основном по Международной тектонической карте Европы, со значительными упрощениями, но относительно очень подробно показана структура Причерноморского прогиба, распадающегося на ряд впадин.

Глубоководная впадина очерчена резкой границей по бровке шельфа, и ее тектоническое районирование совершенно самостоятельно, как бы не связано с окружающей «рамой». Здесь выделяются уже знакомые нам по выше рассмотренным схемам те же три зоны: 1) центральная внутренняя зона Черноморской впадины (область отсутствия «гранитного» слоя, по данным ГСЗ); 2) промежуточная зона Черноморской впадины; 3) структурные зоны различного генезиса, вовлеченные в опускание мегавпадины (периферийная зона Черноморской впадины). Кроме того, нанесены стратоизогипсы подошвы осадочного чехла в прикрымской и восточной частях впадины, а также «контуры горных систем, погруженных в Черное море» (хребты Моисеева и Архангельского).

Характеризуя строение впадины, авторы подчеркивают чрезвычайно простое строение верхней части осадочного чехла, изученное пока лишь несколькими короткими профилями МОВ. Все отражающие горизонты залегают практически горизонтально, разрезы сопоставимы друг с другом, несмотря на значительные расстояния между ними, что свидетельствует об устойчивости литологического состава отдельных пачек на большой площади. Авторы предполагают, что эта часть осадочного комплекса соответствует четвертичным и какой-то части неогеновых отложений. Условия залегания пород нижней части осадочной толщи практически неизвестны. Отмечается лишь один факт наклонного залегания глубокого отражающего горизонта, который «свидетельствует о существовании, по крайней мере в промежуточной тектонической зоне Черноморской впадины, двух структурных этажей в осадочной

http://jurassic.ru/

толще, разделенных угловым несогласием» [43, с. 80]. В периферийной зоне они также видят два несогласно залегающих структурных этажа: верхний мощностью до 400—700 м отличается моноклинальным залеганием, нижний — «интенсивной дислоцированностью, развитием крупных антиклинальных складок, затухающих в восточном направлении». Повторяется неточность, допущенная А. П. Милашиным, и прибавляется новая идея, также основанная на неточных данных: «Переход между промежуточной и периферийной зонами здесь чрезвычайно резкий и, несомненно, связан с разломом глубокого заложения. Вдоль разлома, к северу от него, прослеживается крутая зона антиклинальных складок, происходит резкое, скачкообразное опускание нижнего дислоцированного комплекса к югу и соответствующее увеличение мощности лежащей выше толщи недислоцированных осадков до 3—5 км. Эта ступень, по-видимому, соответствует одной из древних границ Черноморской впадины» [43, с. 81].

Представление о разломе глубокого заложения, «несомненно» разделяющем складки в прогибе Сорокина и южнее расположенную горизонтально лежащую толщу, основано на неполной и недостаточно глубинной информации, полученной в те годы единичными профилями МОВ. Мы увидим, как подобное «несомненное» построение было сделано позже и в Туапсинском прогибе.

Через 12 лет после опубликования предыдущей специальной большой работы [31] М. В. Муратов вновь рассматривает строение и происхождение Черноморской котловины, на этот раз совместно с руководителем исследований методом ГСЗ в Черном море Ю. П. Непрочновым [32]. Оценивая свои прежние выводы в свете вновь полученных данных по строению дна впадины, М. В. Муратов обнаруживает, что они существенно не меняются. Далее рассматриваются палеотектонические схемы области Черного моря, несколько уточняются с помощью новых данных границы начальной олигоценовой впадины, намеченной ранее М. В. Муратовым, дается стратиграфическая привязка преломляющим горизонтам, установленным ГСЗ. Преломляющая граница с граничной скоростью упругих волн около 3 км/с, залегающая на глубине 1—1,5 км ниже дна, связывается авторами с подошвой плиоцена. Мощность неогена по оценке скорости осадконакопления принимается в центральных частях бассейна в 4—5 км, мощность майкопских отложений — примерно 2 км. Преломляющая граница со скоростями 4,5—5 км/с, обнаруженная ГСЗ на глубинах 5—6 км под дном, сопоставляется с кровлей карбонатных осадков эоцена, палеоцена и верхнего мела, которые предполагаются авторами на большей части площади моря. В дальнейшем мы увидим, насколько приблизительны и неточны были все эти определения. Но в 1967 г. это были первые прикидки по первым полученным данным ГСЗ.

В 1972 г. вышло сразу три монографических исследования, посвященных глубинному строению Черного моря. Монография В. П. Гончарова, Ю. П. Непрочнова и А. Ф. Непрочновой [18] бы-


http://jurassic.ru/

ла существенно дополнена данными большой коллективной монографии, посвященной результатам профиля ГСЗ-25 в западной части моря. В осадочной толще в пределах глубоководной впадины выделяются преломляющие границы со скоростью 3 км/с на глубине 1—2 км под дном и со скоростью 4—4,3 км/с на глубинах 3—5 км под дном. Вторая граница отождествляется с кровлей мела. Составлены структурные схемы подошвы осадочной толщи (поверхности фундамента) и кровли меловых отложений.

Монография А. В. Чекунова [49] основана также на материалах ГСЗ, но охватывает весь юг Европейской части СССР. Черноморской впадине отведен самостоятельный раздел. Особенно следует отметить оценку распределения мощностей осадочной толщи, существенно отличную от той, которую предложили М. В. Муратов и Ю. П. Непрочнов [32]. Основываясь на сравнении среднепластовых скоростей в Черноморской впадине и на прилегающих участках суши, А. В. Чекунов приходит к выводу, что «наиболее прогнутая часть впадины почти нацело выполнена отложениями олигоцена, неогена и антропогена». Лишь в самых низах разреза, по-видимому, также есть образования нижнего — среднего палеогена и мела, суммарная мощность которых, однако, столь невелика, что разрешающие возможности сейсмического метода недостаточны для их обнаружения» [49, с. 102]. Отсюда он делает заключение, что «Черноморская впадина структура новообразованная, возникшая сравнительно недавно в результате переработки коры континентального типа» [49, с. 103].

В конце рассматриваемого периода были изучены сейсморазведкой МОВ две большие площади моря.

В 1968—1970 гг. при отработке аппаратуры непрерывного акустического профилирования (АНАП) была исследована акватория вдоль кавказского побережья от Новороссийска до Батуми шириной 75—120 км, охватившая континентальный склон и значительную часть глубоководной впадины. На временных разрезах получены отражения до 2—3 с под дном. Впервые записаны характерные антиклинали в выделенном позднее Туапсинском прогибе, обрисован Гудаутский свод, сложенный спокойно лежащими сравнительно маломощными отложениями мела, палеогена и неогена. Неточная плановая привязка профилей снижала, к сожалению, возможности использования этого интереснейшего нового материала. Интерпретация его была несколько поспешной. Получив лишь первые профили, А. А. Терехов и Я. П. Маловицкий сочли, что резкая граница между складчатым и нескладчатым осадочным выполнением впадины обусловлена глубинным разломом, и сразу опубликовали этот далеко идущий вывод, который в дальнейшем не подтвердился (см. рис. 20).

В 1969—1972 гг. советскими морскими геофизическими экспедициями подробно откартирован сейсморазведкой МОВ болгарский шельф. Результаты этих работ опубликованы Цв. Велчевым, И. Ф. Глумовым, В. И. Головинским и др. Выяснены основные тектонические структуры шельфа, установлен поворот морского

http://jurassic.ru/

продолжения антиклинория Старой Планины к юго-востоку в пределах шельфа. Тем самым лишены фактического основания предположения о соединении Балкан и Горного Крыма в единую геосинклинальную систему. Это одно из самых существенных открытий в геологии Черного моря в конце рассматриваемого периода.

Подводя итоги этому периоду изучения Черноморской впадины, следует подчеркнуть, что хотя вопросы глубинного строения и поиска объяснений возникновения впадины резко преобладали, но вместе с тем усиливались исследования, направленные на изучение верхней части осадочного слоя. Практические интересы ставили перед морской геофизикой задачу возможно более детального изучения осадочных пород и тектоники шельфов, а в перспективе и континентального склона. Главная роль в морских работах постепенно переходила к сейсморазведке МОВ — ОГТ.

Все основные результаты исследований геологии Черного моря за период 1957—1972 гг., за исключением работ на шельфе НРБ, сведены в большой коллективной монографии, подготовленной Комиссией по изучению глубинного строения Черноморской впадины [22]. В этой работе подробно изложены и по возможности увязаны между собой данные о геофизических полях, сейсмичности, о физических свойствах горных пород, строении земной коры, о геологическом строении впадины и окружающих ее областей, рассмотрены причины и механизм формирования впадины (по С. И. Субботину).

### 1.3. Изучение структуры осадочного выполнения впадины сейсморазведкой МОГТ

Первые работы МОГТ в небольшом объеме начались еще в 1971 г., но существенно развернулись в 1973 г., в основном на северо-западном шельфе, где они внесли существенные уточнения в данные предыдущих съемок МОВ по отражающим горизонтам палеогена и кровли мела; затем стали регистрироваться отражения и от более глубоких горизонтов.

Исследования МОВ аппаратурой АНАП еще продолжались в 1973 и даже в 1974 гг. в восточном секторе моря и в западной части глубоководной впадины (где ими была покрыта большая площадь), но затем полностью были заменены несравненно более эффективной и прогрессирующей модификацией МОВ — методом ОГТ.

В 1973 г. работы МОГТ были выполнены не только на шельфе. Французское э/с «Флоранс» отработало в глубоководной котловине несколько региональных профилей общей протяженностью около 2000 км. В рейсе участвовали сотрудники «Южморгеологии», и французские геофизики любезно передали нам экспресс-информацию — одноканальную запись временных разрезов. На них ниже «второго дна» среди поля кратных волн во многих местах пробивались реальные отражения, которые нами были отождествлены с кровлей мела — эоцена, подстилающей мощные от-



http://jurassic.ru/

ложения майкопской серии. Это были первые пересечения глубоководной впадины, на которых в глубине ее были обнаружены поднятия. В том же году Л. И. Коган, отрабатывая методику глубинного сейсмического профилирования (ГСП — МОВ), выполнил небольшой профиль у Ялты, проследив подстилающий складки майкопа отражающий горизонт на временах 6—7,5 с. Нами он был сопоставлен с нижним горизонтом, обнаруженным на профилях «Флоранс» [37].

Начиная с 1974 г. работы МОГТ на Черном море, помимо продолжавшегося изучения северо-западного шельфа с детализацией отдельных площадей и локальных поднятий, захватили Керченско-Таманский шельф и прилегающий к нему континентальный склон, Очамчирский свод, шельф и континентальный склон на морском продолжении Колхидской впадины и Гурийского прогиба. Проводились детальные исследования МОГТ и на болгарском шельфе, где подробно изучено морское продолжение Мизийской плиты, на которой установлены отражающие горизонты мальм-валанжина, верхнего и среднего триаса, перми. Так же подробно выяснено строение кайнозойских отложений Нижне-Камчийского прогиба, открывающегося в Западно-Черноморскую впадину [40].

На северо-западном шельфе в 1975 г. началось глубокое поисково-разведочное бурение, которым к настоящему времени изучен целый ряд локальных поднятий и обнаружены промышленные месторождения газа. Вскрытый бурением разрез ограничивается в основном отложениями кайнозоя и верхнего мела, маломощный нижний мел пройден лишь на Голицынском поднятии и частично вскрыт на Ильичевском. На поднятии Голицына в двух скважинах под мелом обнаружены метаморфические сланцы предположительно рифейского (нижнепалеозойского?) возраста.

Три глубоководных скважины «Гломар Челленджера», пробуренные в 1975 г., дали большой материал для характеристики литологии и ископаемых организмов самой верхней части осадочной толщи глубоководной впадины [8].

С 1978 г. «Южморгеология» начала систематические региональные исследования МОГТ в глубоководной впадине. За пять лет (1978—1982 гг.) она покрыта сетью профилей МОГТ, проведенных через 20—25 км с глубинностью исследования, достигающей 7—8 с под дном. В результате этих работ впервые выяснена структура глубоководной впадины, прослежены отражающие горизонты в низах ее выполнения на глубинах до 12—15 км, сопоставляемые с отложениями палеоцен-эоцена, и по всему разрезу получена обширнейшая информация о геологическом строении толщ, выполняющих впадину. Таким образом, Черное море стало одной из наиболее изученных геологически акваторий мира.

Кроме перечисленных работ МОГТ и глубокого бурения, на Черном море в последнее десятилетие велись и другие виды геолого-геофизических исследований.

В 1972—1975 гг. Южным отделением Института океанологии АН СССР выполнялось драгирование континентального склона, в


http://jurassic.ru/

результате которого подняты образцы коренных пород палеогена, мела, юры и таврической серии на разных его участках [50].

Лаборатории сейсмоакустики и морской геологии Геологического факультета МГУ начиная с 1968 г. исследовали непрерывным сейсмоакустическим профилированием (НСП) северо-западный шельф [41], прикрымский континентальный склон и прилегающую часть глубоководной впадины [21, 34], изучая разрез на глубину до 1—1,5 с под дном.

С 1972 г. «Южморгеологией» проводится комплексная геологическая съемка шельфа в крупном масштабе. Основным методом этих работ является также НСП. Съемкой покрыта большая часть Керченско-Таманского шельфа [11] и далее к востоку полоса вдоль кавказского побережья, а также значительная часть Каламитского залива. В меньших объемах сходные работы выполнялись «Крымморгеологией» вдоль южного берега Крыма.

С 1973 г. в «Южморгеологии» начались тематические работы по изучению тектоники Черного моря. К этому времени сведения об осадочной толще были еще очень приблизительны, отрывочны. Стратиграфического расчленения, даже самого общего, не было. Сколько-нибудь определенные данные о возрасте отложений, с которыми связаны отражающие горизонты, имелись лишь на шельфах. В глубоководной впадине выделялись стратиграфически совершенно анонимные «структурные комплексы». В тектонических построениях преобладали гипотетические и традиционные решения, навеянные общей трактовкой структуры впадины, общими представлениями о роли разломов, особенно глубинных. Вместе с тем профили ГСЗ уже определили в первом приближении общую мощность осадочной толщи во впадине, а развертывающиеся работы МОВ и МОГТ приносили все новые данные о строении осадочных толщ кайнозоя и верхов мезозоя на шельфах.

Нам необходимо было определить методическую направленность начинающихся исследований, вытекавшую из основной задачи — изучения прежде всего осадочного выполнения впадины. Мы отказались от гипотетических и априорных построений, начали пристально изучать конкретное геологическое строение побережий, а по акватории предприняли подробнейшую проработку материалов МОВ и МОГТ, проведенных и ведущихся на шельфах и во впадине.

Наиболее новыми и охватившими относительно большую площадь глубоководной впадины были в тот момент недавно законченные съемки МОВ — АНАП вдоль кавказского побережья. На эту работу и было направлено особое наше внимание. Своеобразные антиклинальные складки, впервые в большом количестве обнаруженные профилями АНАП в глубоководной впадине и на ее склоне от Новороссийска до Сочи, вызвали большой интерес и нуждались в интерпретации. Формальное отнесение их к морскому продолжению складок флишевого синклинория не имело должного геологического обоснования. Изучение временных разрезов привело нас к мысли, что это диапироподобные складки толщи


http://jurassic.ru/

майкопских глин, тем более что на юго-восточном продолжении этой полосы складок на суше располагалась Сочи-Адлерская депрессия, сложенная именно майкопской толщей. Отсюда возникла и переоценка возраста отражающего горизонта Б (миоценового, по А. А. Терехову), обнаруженного южнее зоны складок под горизонтально наслоенной мощной толщей плиоцен-четвертичного возраста. Поскольку А. А. Терехов заранее принял фронтальную линию складок за глубинный разлом, отделяющий «промежуточную» зону глубоководной впадины от «периферийной», то погружение горизонта Б к северу он несколько натянуто объяснил тем, что южное крыло этого разлома опущено. Не видя никаких доказательств существования разлома, мы пришли к заключению, что горизонт Б соответствует кровле карбонатной толщи верхнего мела — эоцена, погружающейся под складки майкопской серии, само возникновение которых указывает на большую мощность майкопских пород, на майкопский прогиб, который мы назвали Туапсинским [45].

Переоценка более ранних сейсмопрофилей А. П. Милашина привела к выводу о майкопском возрасте толщи, образующей складки прикрымской акватории, и о соединении майкопского прогиба Сорокина с Керченско-Таманским. Наконец, используя тот же признак появления складок диапироподобного характера, мы наметили по сейсмопрофилям в глубоководной впадине к юго-западу от Крыма еще один майкопский прогиб с неопределенными контурами (позднее выяснилось, что это просто наиболее прогнутая часть Западно-Черноморской впадины).

Это был первый успех наших исследований. С такого чисто структурного приема началось по существу стратиграфическое расчленение мощной осадочной толщи, выполняющей Черноморскую впадину,— были выделены аналоги майкопской серии. Вторым шагом к выяснению строения впадины стала корреляция глубоко залегающего отражающего горизонта, отличающегося от вышележащих толщ интенсивностью записи и заметными наклонами. Будучи подсечен в разных участках акватории отдельными профилями МОВ и МОГТ, этот горизонт на основании сходства характера записи и геологического положения сопоставлен нами предположительно с кровлей верхнего мела — эоцена и обозначен индексом III. По нему мы составили структурную схему для всей глубоководной впадины, очень еще неточную, причем в центре впадины по одиночным, наугад проложенным сейсмопрофилям МОГТ (э/с «Флоранс») условно наметили несколько поднятий [45]. Однако через несколько лет систематическая съемка установила здесь совсем иную тектоническую форму, вал Андрусова.

Следует подчеркнуть, что вначале мы полагали, что так называемая подошва осадочного слоя, записанная ГСЗ то как кровля «гранитного» слоя, то как кровля «базальтового» слоя, представляет собой более глубокую поверхность, чем горизонт III, но вскоре на примере прогиба Сорокина обнаружили, что отражающий горизонт III и преломляющий горизонт, принятый за подош-

http://jurassic.ru/

ву осадочного слоя, совпадают [37, с. 19—20]. Однако на всю впадину этот вывод мы тогда еще не распространили.

Последующая наша работа [37], кроме более подробной характеристики майкопских прогибов и структуры кровли мела — эоцена, содержала первые данные об особенностях строения континентального склона. На примере двух участков склона — к юго-западу от Крыма и к югу от Гудаутского и Очамчирского сводов — показаны некоторые важные его черты: это не уступ, оборванный крутым разломом, а относительно пологий перегиб, подвергшийся денудации к нему прислоняется мощная молодая толща выполнения впадины, слои которой поднимаются вверх по склону, уменьшаются в мощности и постепенно выклиниваются, указывая на постепенность и длительность опускания впадины. Отмечены также характерные признаки мощных дельтовых линз, образующих придунайский и прикерченский участки склона.

В статье, написанной в начале 1980 г., сведены основные результаты и выводы наших исследований, как они сложились к началу систематических сейсморазведочных работ МОГТ в глубоководной впадине. Это определение отражающего горизонта В как подошвы антропогена, структура этой поверхности, мощности и площадные размеры основных дельт и конусов выноса, характер залегания антропогеновых отложений в зоне континентального склона, структура кровли майкопских отложений (отражающий горизонт $I^a$), большие мощности майкопа в обеих основных впадинах, погружение кровли мела — эоцена до 11—12 км абс. глубины, выделение зоны размыва (отсутствие) майкопских отложений на перегибах континентального склона как один из признаков длительного его формирования. В восточной части моря указан глубокий отражающий горизонт, непрерывно погружающийся от района Поти на юг и уходящий за пределы записи. В отличие от более высокого горизонта, который увязывается с кровлей эоцена, нижний был определен нами как кровля мела [47]. Подробнее они описаны А.С. Горшковым по результатам интерпретации ряда сейсморазведочных профилей МОГТ, пройденных в юго-восточной части моря в 1977—1978 гг. [19].

Систематическая съемка глубоководной впадины методом ОГТ, начавшаяся в 1978 г. и постепенно покрывавшая ее с запада на восток, подтвердив большинство наших выводов и предположений, принесла вместе с тем огромное количество новых фактов и уточнений. Было полностью подтверждено предполагавшееся нами строение майкопских прогибов Сорокина и Туапсинского. В глубоководной впадине установлена мощная толща эоцен-палеоцена (Е. М. Хахалев), ранее большинством из нас включавшаяся в майкопскую серию. Подтвержден характер континентального склона, но получены обширные материалы, позволившие гораздо более подробно выяснить главные особенности его строения. Обнаружен крупнейший поперечный вал Андрусова. Выяснены общие черты вала Шатского, приводящие к необходимости выделения его как единой структуры. Получены многочисленные отра-


http://jurassic.ru/

жающие поверхности ниже кровли мела. Закартированы гораздо более подробно складки майкопской серии в разных впадинах и прогибах. Существенно уточнены особенности строения неоген-антропогеновых толщ [10, 28, 33].

В последнее десятилетие геологию Черного моря изучали многие исследователи. Опубликовано большое количество статей, сборников и монографий. Часть из них представляет собой результаты морских работ. Это материалы глубоководного бурения [8], много летних съемок методом НСП [21, 34, 41], результаты драгирования континентального склона [50], геологической съемки шельфа [11], различных исследований болгарского шельфа [12, 17] и т. п. Другая часть — обобщения, основанные в значительной степени на выводах и материалах прошлых лет и частично использующие новые данные сейсморазведки МОГТ.

Так, А. Е. Шлезингер с 1975 г. начал специально заниматься вопросами строения осадочного выполнения Черноморской впадины [38, 39]. Одним из основных его выводов, повторяющимся почти дословно из одной статьи в другую, начиная с первого сообщения в Докладах АН СССР в 1976 г., является следующий: «В самом конце миоцена на территории Черного моря произошли интенсивное опускание (до 6, а возможно, и более километров) и образование глубокого провала в поверхности земной коры. Доказательством этого явления служит прислонение практически горизонтально лежащих толщ верхнего комплекса к поверхности доплиоценового субстрата. Значит, изгибы денудированной поверхности субстрата, приведшие к образованию глубоководной впадины, произошли до накопления плиоцен-четвертичных осадков, иначе нижние горизонты последних везде оказались бы наклоненными параллельно поверхности доплиоценового ложа» [39, с. 63].

Исходным материалом для этого вывода А. Е. Шлезингеру послужили отработанные А. А. Тереховым сейсмопрофили АНАП, пересекшие южный склон Гудаутского и Очамчирского сводов. На профилях довольно выразительно записана поверхность древнего континентального склона Восточно-Черноморской впадины, читающаяся как поверхность несогласия, по которой мощные неоген-четвертичные отложения глубоководной впадины («верхний комплекс», по А. Е. Шлезингеру) налегают на цоколь склона («доплиоценовый субстрат»), несколько подворачиваясь кверху, прислоняясь и выклиниваясь. Субстрат сложен меловыми породами, которые перегибаются вниз по склону, но ниже записаны плохо (надо иметь в виду, что запись на профилях АНАП вообще ограничена двумя-тремя секундами под дном). Вверх по склону над мелом лежат маломощные эоценовые, майкопские и неогеновые отложения, образующие верхи разреза субстрата. Они также срезаются поверхностью несогласия, по которой к ним прислоняются самые молодые слои выполнения впадины.

Отложив на временно́м разрезе АНАП от кровли мела его мощность, взятую по скважинам Очамчирского района, А. А. Тере-

http://jurassic.ru/

хов построил предполагаемую кровлю юры. Поскольку он не замечал перегиба горизонтов мела вниз по континентальному склону, экстраполированная им кровля юры на глубине менее 2 с под дном упиралась в поверхность несогласия, срезалась ею, и он предположил, что глубже, вероятно, срезается и палеозой. Далее, он допустил, что мощная толща выполнения глубоководной впадины, уходящая далеко вглубь за пределы записи АНАП и очевидно перекрывающая размытую поверхность субстрата, имеет молодой, плиоцен-четвертичный возраст. Он основывался, очевидно, на том формальном соображении, что толща, перекрывающая поверхность размыва, должна быть моложе самых молодых из размытых слоев. Такое несогласное налегание мощных молодых осадков на размытые породы мезозоя и даже палеозоя свидетельствует, по мнению А. А. Терехова, об исключительно резком прогибании и наложенном развитии Черноморской впадины во второй половине неогена и в антропогене.

Этот вывод по существу очень близок к высказываниям А. Е. Шлезингера, что глубоководного бассейна в майкопское и более ранние отрезки геологического времени на месте современной Черноморской акватории не существовало и что «новейшие материалы сейсморазведки полностью подтвердили идеи геологической молодости и кратковременности образования Черноморской впадины» [39, с. 64].

Однако новые профили МОГТ в юго-восточной части моря обнаружили в составе «верхнего комплекса» на глубинах, которые были недоступны сейсморазведке АНАП, мощную толщу майкопских отложений. Казалось бы, надо как-то пересмотреть прежние выводы, но А. Е. Шлезингер почти дословно повторяет их, просто передвигая момент провала впадины с начала плиоцена на начало олигоцена: «Восходящие движения конца эоцена относительно быстро сменились резким кратковременным опусканием, величина которого составила не менее 4—5 км. Оно установлено по крутому флексурному изгибу предолигоценовой поверхности несогласия и повсеместному к ней прислонению практически горизонтально лежащих отложений олигоцена и более молодых образований. Следовательно, деформация поверхности среза, образованной после восходящих тектонических движений, произошла до отложения слоев олигоцена, т. е. геологически практически мгновенно» [38, с. 15].

Выводам А. Е. Шлезингера и А. А. Терехова недостает фактической основы. Из многочисленных профилей МОГТ, пройденных в глубоководной впадине, отчетливо читается постепенное уменьшение мощности, подворачивание кверху и последовательное выклинивание всех горизонтов эоцена, олигоцена, неогена и антропогена в направлении к бортам впадины. «Повсеместное прислонение к поверхности несогласия практически горизонтально лежащих отложений» на самом деле представляет собой лишь редко встречающийся частный случай.

К сходным выводам о катастрофически быстром погружении


http://jurassic.ru/

Черноморской впадины в конце миоцена несколько ранее А. Е. Шлезингера пришел В. М. Андреев. Он полагал, что нижние молассы (олигоцен — средний сармат) развиты преимущественно по периферии глубоководной впадины, а в ее центральной части они срезаются трансгрессивным комплексом верхних моласс (верхний сармат — антропоген). Далее он утверждал, что и в центре западной котловины Черного моря комплекс олигоцена—миоцена, по-видимому, полностью срезается подошвой верхнего миоцена.

Несмотря на появление новых сеймопрофилей МОГТ, В. М. Андреев продолжал считать, что в олигоцене «Черного моря не существовало, а глубоководные прогибы Туапсинский и Сорокина окаймлялись с юга зоной поднятий, возвышавшейся отчасти над уровнем моря. В позднем миоцене — плиоцене замкнулись и прошли главную фазу складкообразования прогибы Сорокина, Туапсинский, Индоло-Кубанский, за которыми возникли новые области прогибания в центре Черного и Азовского морей» [42, с. 27]. С этим совпадает и его представление о Западно-Эвксинском массиве, который еще и в олигоцене был сушей и погрузился в связи с образованием Черноморской впадины лишь в послеолигоценовое время [40].

## ГЛАВА 2. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ И ВОПРОС О НАЗВАНИЯХ СТРУКТУР

Систематические сейсморазведочные работы МОГТ в 1978—1982 гг. выяснили разрез отложений глубоководной Черноморской впадины до абс. глубин 14—15 км. По отражающей поверхности Н, в первом приближении соответствующей кровле мезозоя (см. рис. 28), была откартирована сложная структура этой впадины. Впервые обнаружен вал Андрусова, разделяющий Западно-Черноморскую и Восточно-Черноморскую впадины, установлены его форма и сочленение с поднятием Архангельского. Западно-Черноморская и Восточно-Черноморская впадины приобрели точные очертания. Закартирован вал Шатского, отличающийся крутым южным крылом, плоским сводом и пологим северным крылом. Он отделяет прогибы Сорокина и Туапсинский от Восточно-Черноморской впадины. На его юго-восточном продолжении лежат Гудаутский и Очамчирский своды, сопряженные с Восточно-Черноморской впадиной флексурообразным перегибом, представляющим собой прямое продолжение южного крутого крыла вала Шатского. Прогиб Сорокина по простиранию переходит в Керченско-Таманский, который сливается с Индоло-Кубанским (рис. 1).

Для всех этих прогибов, равно как и для обеих впадин, ха-

http://jurassic.ru/

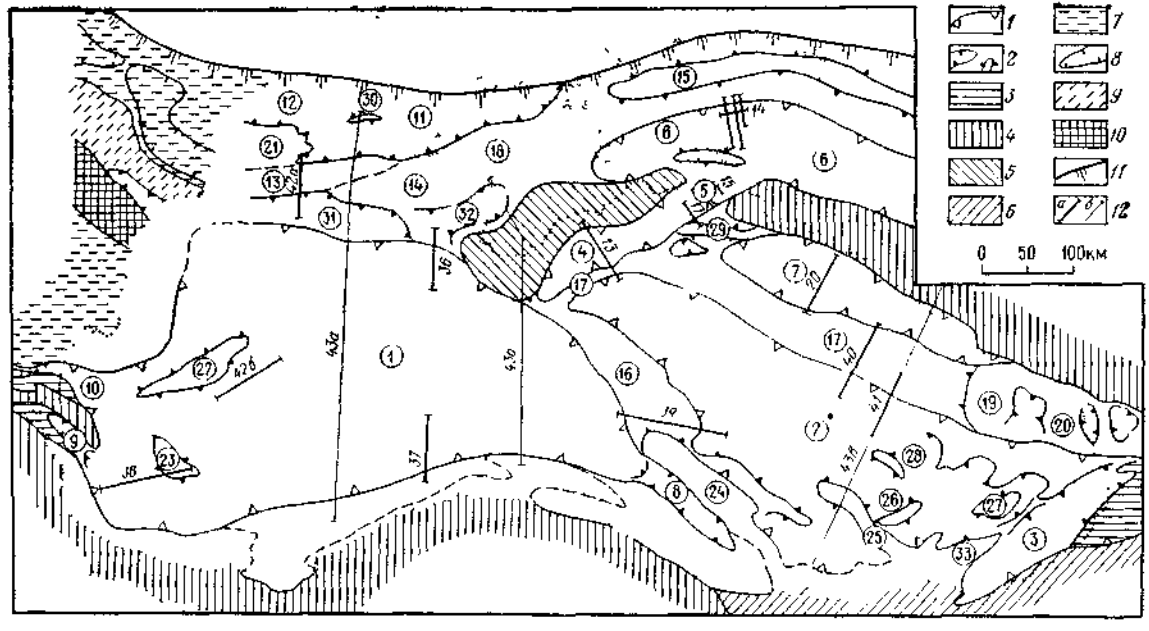



Рис 1 Структурно-тектоническое районирование акватории Черного моря

*1* — контуры крупных палеогеновых впадин и прогибов *2* — контуры второстепенных поднятий и впадин *3* — палеоцен эоценовые прогибы Аджаро Триалет и Балкан, *4* — складчатые сооружения Западного Кавказа, Западного Понта и Балкан, *5* — Крымский мегантиклинорий, *6* — Восточный Понт, *7* — палеозойско мезозонский осадочный чехол Мизийской плиты и Преддобруджинского прогиба, *8* — контуры юрских впадин в пределах Преддобруджинского прогиба, *9* — складчатый палеозой и триас Северной Добруджи и Приркутского выступа, *10* — рифейский горст Центральной Добруджи, *11* — южная граница древней Восточно Европейской платформы, *12* — разрезы *а* — временные, *б* — сейсмогеологические (цифры — номера рисунков в книге)

*Впадины* 1 — Западно-Черноморская, 2 — Восточно-Черноморская, *прогибы* 3 — Гурийский, 4 — Сорокина, 5 — Керченско Таманский, 6 — Индоло Кубанский, 7 — Туапсинский, 8 — Синопский, 9 — Бургасский, 10 — Нижне Камчийский, 11 — Каркинитский, 12 — Крыловский *валы* 13 — Губкина, 14 — Каламитский, 15 — Азовский, 16 — Андрусова, 17 — Шатского, *своды* 18 — Крымский, 19 — Гудаутский, 20 — Очамчирский, *поднятия* 21 — Килийское, 22 — Полшкова 23 — Дружба 24 — Архангельского, 25 — Муратова 26 — Чихачева, 27 — Джанелидзе, 28 — Страхова, 29 — Барьерное, 30 — Голицына, 31 — Краевая ступень, 32 — Альминская впадина, 33 — Трибзонский выступ

http://jurassic.ru/

рактерно наличие мощной толщи пород майкопской серии, которая составляет почти треть всего объема их кайнозойского выполнения (рис. 2). Мощности майкопских отложений, измеряемые километрами во впадинах и прогибах, становятся нулевыми на сводах валов Андрусова и Шатского. Напротив, надмайкопские отложения, от среднего миоцена до антропогена, перекрывают валы, почти не уменьшаясь в мощности на их сводах. Следовательно, в послемайкопское время валы оказались вовлеченными в общее опускание. Лишь Гудаутский и Очамчирский своды, судя по малой мощности неогеновых отложений, были приподняты и представляли собой шельф вплоть до начала антропогена.

Майкопские отложения прогибов Туапсинского, Керченско-Таманского и Сорокина смяты в диапировые или диапироподобные складки. Сходные деформации широко распространены также в прикрымской, наиболее прогнутой части Западно-Черноморской впадины.

В Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадинах под майкопом установлена мощная (до 3—6 км) толща палеоцен-эоценовых отложений. Кровля их увязана по временным разрезам сейсмопрофилей в Нижне-Камчийском прогибе с кровлей эоцена в береговых скважинах. Подошвой толщи является отражающий горизонт Н, соответствующий в этих же скважинах кровле мела. Установление эоцен-палеоценового возраста мощной нижней части осадочного выполнения Черноморской впадины является самым новым и наиболее интересным открытием последних лет.

Все толщи кайнозоя, выполняющие глубокую Черноморскую тектоническую впадину, постепенно уменьшаются в мощности от середины к краям впадины (см. рис. 2). Амплитуда изгиба поверхностей напластования увеличивается от молодых к древним отложениям: для подошвы антропогена (отражающий горизонт В) она не превышает 2 км, для кровли майкопа составляет 3—4 км, для кровли эоцена 5—6 км, а для подошвы палеогена достигает 7—8 км. Это с несомненностью указывает на длительное и постепенное, в общем конседиментационное прогибание впадины в течение всего кайнозоя. Некоторое отставание скорости накопления осадков от скорости прогибания привело к возникновению в ней глубоководного бассейна. На существование его в антропогене указывает крупная авандельта палео-Дуная с макрокосой слоистостью, в подошве которой лежит отражающий горизонт В. Непрерывность и однообразие сейсмической записи антропогеновых и неогеновых отложений дают основание полагать, что аналогичные условия осадконакопления существовали и в неогене. Глубоководный бассейн был, видимо, и в майкопское время; нами показано его наличие в Индоло-Кубанском прогибе [46], а поскольку все майкопские впадины Черного моря сходны по степени погружения и литологии, то можно ожидать в них и одинаковые условия осадконакопления.

Континентальный склон современной глубоководной котлови-

http://jurassic.ru/

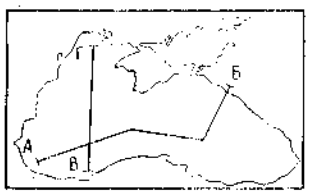


Рис. 2. Схематические сейсмостратиграфические разрезы Черноморской впадины (горизонтальный масштаб в 12,5 раз мельче вертикального)

*1* — опорные отражающие горизонты; *2* — предполагаемое продолжение отражающих горизонтов или границ между разновозрастными толщами; *3* — макрокосослоистая толща дельты палео-Дуная; *4* — скважины; на линии разреза и снесенные на линию разреза

http://jurassic.ru/

ны Черного моря большей частью относительно крутой и на значительных отрезках сложен палеогеновыми, меловыми и даже юрскими породами. Сейсморазведкой МОГТ под плоским дном котловины и современным континентальным склоном закартированы по кровле мезозоя сложные очертания палеогеновых впадин (рис. 3). Они также отличаются крутыми бортами — древними континентальными склонами.

Тектонически древний континентальный склон представляет собой флексуру, формировавшуюся в течение длительного времени, начиная по крайней мере с палеоцена. Опущенное крыло этой флексуры — непрерывно прогибавшаяся впадина, в которой в каждый отрезок геологического времени накапливались гораздо более мощные отложения, чем в поднятом крыле — обрамлении впадины (на северо-западном шельфе, на валу Шатского и т. д.). На соединительном крыле флексуры, длительно существовавшем морфологически как поверхность континентального склона, мощность осадков была минимальной или оно даже подвергалось подводному размыву (как это наблюдается на многих современных континентальных склонах). В результате флексура записывается на сейсморазведочных профилях как поверхность несогласия. Отдельные перегибы разного возраста наращивают ее снизу вверх, сливаясь в одну кажущуюся единой поверхность размыва и несогласия. Но все отложения кайнозоя, от палеоцена - - эоцена до антропогена включительно, входят в состав как опущенного, так и поднятого крыльев. Из многочисленных временны́х разрезов континентального склона с очевидностью прочитывается геологическая длительность его формирования.

Рассмотренные особенности строения древнего континентального склона Черноморской впадины позволяют допустить существование некомпенсированных глубоководных впадин и в палеоцене — эоцене. Большая амплитуда погружения впадин в это время, огромные различия в мощности отложений впадин и смежных валов и шельфов, отсутствие палеоцен-эоценовых отложений на самом склоне указывают на формирование склона в условиях глубоководной впадины.

Поверхность, записанная в виде отражающих горизонтов $III^a$ и Н, запечатлела суммарный результат кайнозойского развития впадины. Однако ниже ее обнаружено несколько более глубоких горизонтов. Во многих местах на шельфах их возраст уже надежно устанавливается как нижнемеловой, юрский и даже триасовый. На валах Андрусова, Шатского и в других глубоко опущенных участках протяженные отражающие поверхности, залегающие конформно под горизонтом III(Н), приурочены, очевидно, к осадочным толщам мезозоя.

Таким образом, за последние годы наши сведения о геологии Черноморской впадины изменились очень резко. От предположений и допущений мы перешли к конкретному знанию, основанному на картировании реальных геологических тел. Отсюда с неизбежностью произошло изменение многих прежде выделенных

http://jurassic.ru/

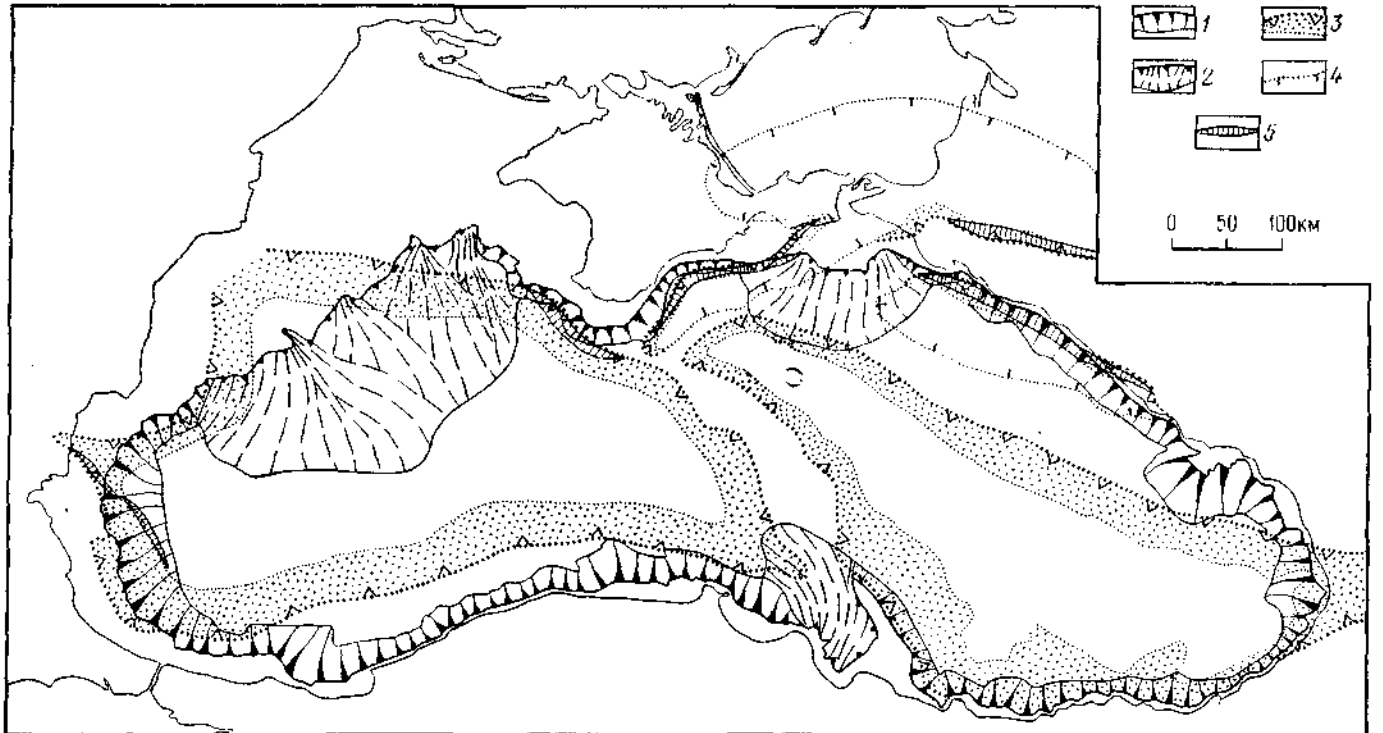



Рис. 3. Положение современного континентального склона Черного моря и склонов палеогеновых впадин

*1* — денудируемые участки современного континентального склона; *2* — аккумулятивные участки современного континентального склона (авандельты крупных рек и подводные конусы выноса); *3* — крутые склоны палеогеновых впадин; *4* — условное положение границ палеогеновых прогибов на пологих склонах; *5* — зоны возможного развития разломов на склонах впадин

http://jurassic.ru/

структур, появились новые формы, исчезли некоторые предполагавшиеся, следовательно, изменились и их названия.

Устанавливая названия структур, мы придерживались следующих общих правил.

Прежде всего стремились сохранить уже существующее название, если ранее выделенная структурная форма соответствует по существу своему откартированной заново форме. В случае несоответствия давалось иное название, чтобы не возникло двусмысленности. Далее, мы стремились: а) избегать, как неудобных, двойных названий (Килийско-Змеиное, Черноморско-Каламитский и т. д.), за исключением очень давних и привычных, вроде «Керченско-Таманский прогиб»; б) не употреблять в названиях определения «Черноморский» (например, Центрально-Черноморский, Северо-Черноморский и пр.), поскольку основная форма, определяющая весь регион,— Черноморская впадина; исключение сделано лишь для двух крупнейших составных ее частей — Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадин; в) не давать одинаковых названий поднятиям и впадинам (например, Восточно-Черноморское, Восточно-Черноморская).

Рассмотрим некоторые примеры новых, измененных и сохранившихся названий.

Новое название — вал Шатского — подчеркивает единство формы этой крупной структуры, которое выяснилось только после съемочных работ МОГТ. Сейчас большой ряд временных разрезов от Алушты до Адлера однообразно обрисовывает крутое южное и пологое северное крылья вала, ровный его свод, плавное и очень медленное сужение и погружение его с востока на запад. Ранее в его пределах выделялось наполовину гипотетическое Северо-Черноморское поднятие (вначале как «Центрально-Черноморское», предполагавшееся А. П. Милашиным), менявшее у разных авторов свое положение, далее Восточно-Черноморское поднятие, также менявшее свои очертания. Четких характеристик эти структуры не имели и иметь не могли.

Наибольшая неувязка вышла с названием «поднятие Андрусова». Первоначально по данным ГСЗ к югу от Крыма был намечен выступ фундамента, получивший в 1968 г. название поднятия Андрусова [43]. В 1974 г. В. Н. Москаленко и Я. П. Маловицкий, описывая профиль ГСЗ-29, высказали предположение, что обнаруженное этим профилем поднятие фундамента в центральной части моря возможно соединяется с поднятием Андрусова. Годом позже мы, выясняя структуру прогиба Сорокина и сведя вместе все разрозненные данные о поверхности домайкопских пород, пришли к выводу, что южным бортом прогиба является поднятие, тянущееся начиная от поднятия Андрусова к востоку, и распространили это название на вырисовывавшуюся линейно вытянутую структуру [37, 45]. А. Е. Шлезингер воспроизвел эти наши построения в коллективных работах [39], где в числе его соавторов были В. Н. Москаленко и Я. П. Маловицкий.

Но в 1980 г. морскими работами МОГТ был откартирован ни-

http://jurassic.ru/

кем ранее не фиксированный крупный вал, протянувшийся от прежнего поднятия Андрусова до поднятия Архангельского и разделивший Черноморскую впадину на две части. Ранее его подсекли вдоль бортов профили МОГТ э/с «Флоранс» и ГСЗ-29, но форма его опознана не была. Однако ближе всего подошли к ней В. Н. Москаленко и Я. П. Маловицкий в своем предположении 1974 г. Поэтому мы сочли целесообразным назвать эту структуру валом Андрусова (тем более что структура, названная так нами ранее, является не самостоятельной формой, а самой западной частью вала Шатского).

Округлая в плане впадина Сорокина, выделенная по работам ГСЗ, оказалась линейно вытянутым прогибом, которому мы, тем не менее, оставили то же название [45, 37]. Ступень, выделенная нами к югу от Каламитского вала, была названа Южно-Каламитской [10, 33]. Однако, избегая сходного звучания в наименовании разных структур, мы решили принять для нее название Краевой ступени, предложенное в 1981 г. геофизиками треста «Южноморнефтегазгеофизразведка». Крупное поднятие в юго-восточной части моря, обнаруженное работами 1982—1983 г., названо поднятием Муратова в память этого выдающегося исследователя геологии Черного моря. Еще несколько вновь открытых поднятий в этом же регионе названо в честь других известных геологов.

В западной части моря, уже после наших последних публикаций [10, 33], было установлено своеобразное высокоамплитудное поднятие, по предложению коллектива геологов Комитета геологии НРБ получившее имя «Дружба».

И наконец, многие структуры, намечавшиеся ранее по весьма ненадежным данным или без должного критического подхода, оказались просто несуществующими. Таковы, например, Центрально-Черноморское поперечное поднятие [13], вал Вавилова, поднятие Кахадзе, хребет Моисеева и другие, описанные или упоминаемые в литературе по геологии Черного моря.

## ГЛАВА 3 О МЕТОДАХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Начав в 1973 г. изучение геологии Черного моря, мы решили отказаться от всякого рода гипотетических построений, от выводов, проистекающих из теоретических соображений, не ставших еще эмпирическими обобщениями. Мы стремились возможно полнее определить, по всем возможным фактическим данным, реальные геологические тела, тщательно отделяя при этом установленные факты от догадок, основанных на косвенных признаках или опирающихся на общепринятые, но недостаточно доказанные положения.



http://jurassic.ru/

В соответствии с такой основной методической установкой мы в процессе работы критически пересматривали возможности геологической интерпретации различных геофизических методов, оценивали степень их достоверности и рамки применения для региональных геологических исследований Черного моря и вообще акваторий. Результаты этого пересмотра и оценки изложены в настоящей главе.

### 3.1. Методы установления глубинных разломов по геологической интерпретации гравитационного и магнитного полей

Аномальные гравитационное и магнитное поля используются в регионах, закрытых осадочным чехлом (к которым относится и Черноморская впадина), для определения глубин залегания и рельефа поверхности фундамента, для установления глубинных разломов, а также для оценки строения глубоких частей земной коры (главным образом, гравитационные аномалии).

Неопределенность региональных геологических построений, основанных на гравитационном поле, очевидна вследствие многовариантности его толкования. Это относится и к оценке строения фундамента, и к выводам о глубинном строении земной коры. В специальной монографии, посвященной вопросам глубинного строения тектоносферы Земли, указывается, что «в настоящий момент не найдено объективных критериев для установления характера изостатического состояния тех или иных блоков и геоструктур по гравитационным аномалиям; возможно, в такой плоскости вопрос вообще не имеет решения». И далее: «Общая гетерогенность литосферы лишает смысла понятие аномальной (избыточной или недостаточной) плотности, поскольку аномальная плотность может исчисляться только по отношению к однородной вмещающей среде» [44, с. 265—266]. Отсюда очевидна большая условность расчетов глубин залегания слоев земной коры по гравитационным аномалиям, основанных именно на представлениях об изостазии и аномальной плотности.

Обычный в настоящее время способ определения разреза земной коры очень наглядно изображен в цитированной уже работе: «С помощью сейсморазведки ГСЗ определяются некоторые параметры литосферы — чаще всего положение поверхностей К и М и граничные скорости в коре и верхней мантии,— которые затех или иных термодинамических и геотектонических позиций. Как плотностных разрезов подсчитывается и сравнивается с наблюденным полем силы тяжести. По уточненной способом подбора плотностной модели вносятся коррективы в представление о распределении скоростей, а затем общая картина истолковывается с тех или иных термодинамических и геотектонических позиций. Как известно, эти позиции могут отличаться друг от друга вплоть до полной противоположности, хотя исходят они из одного и того же фактического материала» [44, с. 265].



http://jurassic.ru/

Проведение глубинных разломов по гравитационным и магнитным аномалиям практикуется давно и широко. Но никаких специальных исследований, в какой-либо мере подтверждающих обоснованность таких приемов, нам обнаружить не удалось. Во всех работах, посвященных строению фундамента древних и молодых платформ и глубинным разломам, на протяжении по крайней мере трех десятилетий этот вопрос излагается как очевидный. Так, например, в работе Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана о строении фундаментаТуранской плиты, опубликованной в 1960 г., говорится: «Совокупность полосы высоких значений градиентов силы тяжести и четких линейных положительных аномалий *всегда трактовалась* как отражение разломов в фундаменте. Иногда для проведения предполагаемого погребенного разлома приходилось довольствоваться и одной из этих особенностей геофизических полей». Никаких аргументов в обоснование такой трактовки совокупности линейных аномалий не приводится.

Между тем, в специальной работе о методах изучения тектонических структур А. А. Борисов и Ю. А. Косыгин, подчеркивая множественность факторов, с которыми связаны гравитационные и магнитные аномалии, отмечали, что «изучение внутренней структуры фундамента в районах его глубокого погружения на основании только исследования аномалий гравитационного и геомагнитного полей представляет крайне сложную задачу, которая по существу не имеет однозначного решения. Однако при наличии относительно большого объема геологических, буровых, сейсморазведочных и электроразведочных данных она может быть решена, правда, очень приближенно и лишь в самых общих чертах» [5, с. 166]. Формулируя геологические задачи, для решения которых привлекаются данные магнитометрии, они даже не упоминают возможности выявления разломов (ни глубинных, ни обычных).

Однако позднее А. А. Борисов [4] на построенную им схематическую карту глубинного строения консолидированного комплекса коры нанес также и сеть глубинных разломов. В тексте его работы в главе, посвященной геологической природе магнитных аномалий, нет ни слова о связи их с глубинными разломами. Лишь в конце главы о методике составления карт глубинного строения земной коры без всяких доказательств или аргументации утверждается, что «глубинные разломы, как правило, отчетливо фиксируются, надежно выделяются, трассируются и могут быть классифицированы по результатам геофизических методов исследований: магнитометрическим, гравиметрическим, сейсмометрическим и отчасти электрометрическим данным. Они выражены протяженными линейными полосами гравитационных и магнитных аномалий, гравитационными ступенями большой протяженности и амплитуды, разрывами и смещениями сейсмических горизонтов, резкими изменениями значений граничных скоростей, наличием отраженных боковых и дифрагированных волн от плоскостей контактов, разрывами корреляции сейсмических волн и другими ос-


http://jurassic.ru/

ложнениями физических полей, поведения и условий залегания геофизических горизонтов, когда эти явления наблюдаются вместе, раздельно или последовательно вдоль узких, протяженных линейных зон» [4, с. 109].

Здесь просто перечислены возможные геофизические данные, по которым могут быть установлены или условно выделены зоны разломов вообще, а не только глубинных. В описательной части книги А. А. Борисова обоснование такой интерпретации линейных аномалий геофизических полей также отсутствует, но встречаются высказывания, из которых отчетливо виден бездоказательный характер подобных построений. Например, о градиентах аномалий силы тяжести: «Крупнейшие зоны градиентов, несомненно, соответствуют либо значительному изменению (на несколько километров) мощности земной коры в целом, либо существенному изменению соотношения между мощностями гранитного и базальтового слоев. Зоны больших градиентов часто сопровождаются цепочками характерных магнитных аномалий. Это свидетельствует о проникновении в верхние слои земной коры магмы преимущественно основного состава и позволяет говорить о глубинных разломах, разделяющих блоки земной коры, которые различаются по геологическому строению и характеру вертикальных движений» [4, с. 159]. Здесь доказательством соответствия зон градиентов изменениям мощности слоев земной коры служит лишь слово «несомненно», а предположение о том, что характерные магнитные аномалии вызваны проникновением магмы основного состава, является основанием для другого предположения о наличии глубинных разломов. Приведенная цитата очень характерна. Подобный способ аргументации применяется почти в каждой работе, касающейся установления глубинных разломов по интерпретации геофизических полей.

При этом А. А. Борисов, говоря о составлении карт строения фундамента закрытых территорий по аномальному гравитационному и магнитному полям, отмечает, что «несмотря на близкую методику всех подобных построений, их результаты у разных авторов существенно различаются» [4, с. 242].

Таким образом, мы видим давно и постепенно сложившееся в процессе многочисленных предположений и допущений привычное мнение об очевидности соответствия линейных аномалий геофизических полей зонам разломов в фундаменте. Они так «всегда трактовались». Других доказательств, по существу, и нет, специальных исследований этого соответствия не проводилось. В результате все представления о структуре фундамента закрытых регионов, о глубинных разломах в нем, равно как и о строении оболочек земной коры, основанные на трактовке аномальных гравитационного и магнитного полей, остаются на уровне гипотетических и условных построений.

Обратившись к работам по Черному морю, мы видим большое количество построений, основанных на интерпретации аномального магнитного Черноморской впадины. Я. П. Маловицкий, Б. Д. Уг-


http://jurassic.ru/

лов, Г. В. Осипов, А. Е. Михайлов, Е. Г. Мирлин, В. Р. Мелихов и многие другие авторы давали разнообразные варианты глубинного строения, сильно различающиеся, хотя и основанные на одном и том же фактическом материале. Последним по времени, геологически наиболее тщательно выполненным построением такого рода является работа О. С. Корнева [23]. Он выделил для черноморского региона несколько зон аномального магнитного поля, связанных, по его мнению, с разновозрастными магнитовозмущающими комплексами: дорифейским, рифейским, палеозойским, мезозойским и кайнозойским. Однако уже в этом разделении появились определенные допущения. Если южная граница поля, связанного с дорифейскими породами фундамента древней платформы, намечена им вполне убедительно, то область аномалий, отнесенных к палеозойским толщам, выделена в акватории весьма условно, а проведенная по осевой части впадины длинная и узкая зона, обусловленная рифейскими породами, и вовсе гипотетична. Еще труднее дело обстоит с геологической привязкой отдельных аномалий. Чем более конкретно пытается автор увязать аномальное магнитное поле с геологическим строением акватории, тем менее уверенно это получается.

Рассмотрим, как соотносится аномальное магнитное поле Черноморской впадины с установленными сейсморазведкой МОГТ данными о ее геологическом строении. На рис. 4 схематизированная карта поверхности мезозоя совмещена с аномальным магнитным полем. При сопоставлении их почти никаких возможных связей между ними не обнаруживается. Наиболее выразительная большая Алуштинско-Батумская магнитная аномалия в средней своей части совпадает с валом Шатского. Но восточный и западный ее отрезки уходят в пределы Восточно-Черноморской впадины, а самая западная часть пересекает и окончание вала Шатского, и прогиб Сорокина. Полоса положительных магнитных аномалий вдоль южного края закартированной площади в западной части моря тянется параллельно бровке склона Западно-Черноморской впадины. Сложное аномальное поле Бургасского залива, состоящее из многочисленных интенсивных дипольных аномалий, очевидно, связано с вулканогенными меловыми породами этого района. Но сходное с ним по характеру аномальное магнитное поле Аджаро-Триалетской системы в акваторию, напротив, почти не продолжается.

Больше никаких возможных сопоставлений аномального магнитного поля и структуры кровли мезозоя не наблюдается. Полоса положительных аномалий, которую с некоторой натяжкой многие авторы прослеживают от Одессы почти до Синопа (связывая с ней предполагаемый Одесско-Синопский разлом), пересекает северо-западный шельф, а затем проходит через наиболее погруженный участок впадины. Крупнейшая поперечная структура — вал Андрусова — попадает на малоинтенсивное слабоотрицательное поле. Лишь при большом желании можно усмотреть приблизительное совпадение восточного склона вала с расплывча-


http://jurassic.ru/

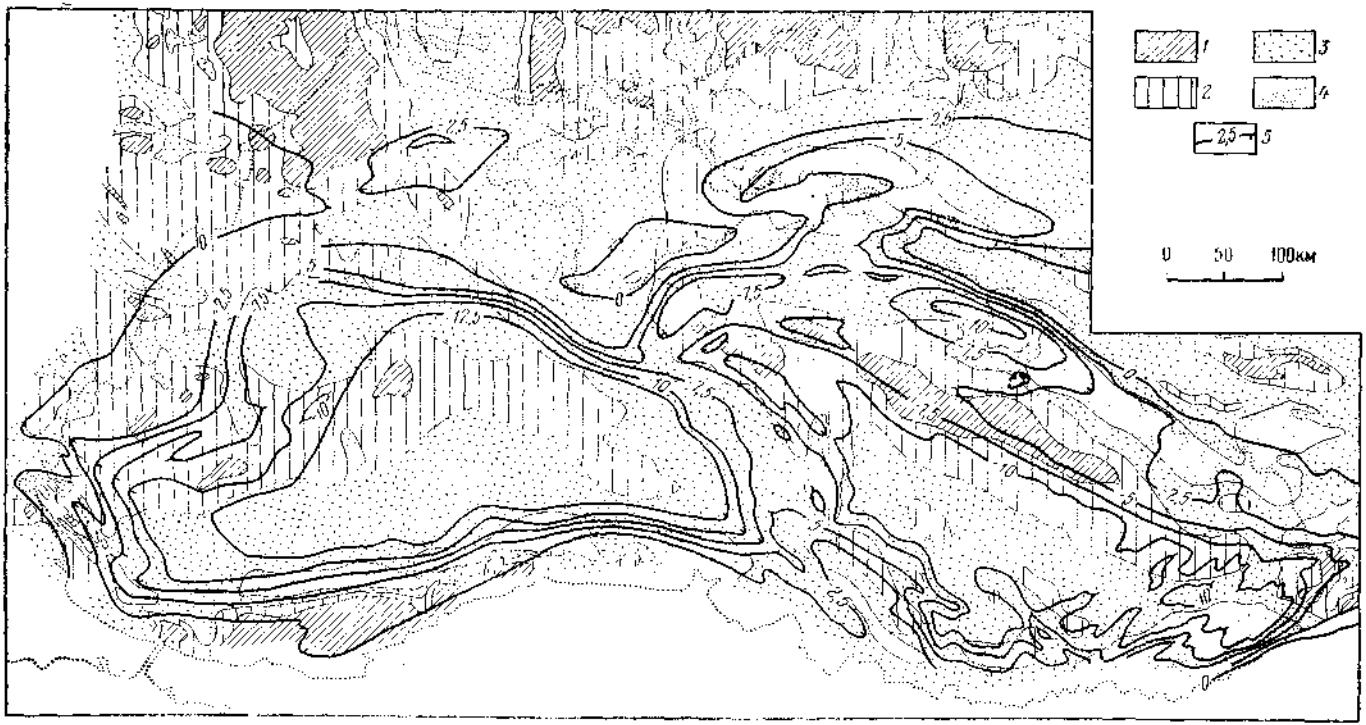



Рис. 4. Сопоставление аномального магнитного поля Черного моря и структуры кровли мезозойских отложений

*1* — положительные аномалии более 200 нТл; *2* — то же, от 200 нТл до 0; *3* — отрицательные аномалии от 0 до —200 нТл; *4* — то же, более —200 нТл; *5* — изолинии поверхности мезозоя, проведенные через 2,5 км

http://rusmorgeo.ru

той положительной аномалией, отходящей рукавообразно на юг от Алуштинско-Батумской аномалии.

Как видим, даже прямую геофизическую задачу — подыскание подходящих геологических структур для сопоставления с аномальным магнитным полем — решить практически нельзя несмотря на столь подробную и глубинную изученность впадины. Очевидно отсюда, что решение обратной задачи (которая практически является главной) — найти хотя бы ориентировочно геологические особенности региона по аномальному манитному полю — занятие совершенно бесплодное. Можно, конечно, отнести тектонические построения, полученные путем истолкования магнитных аномалий, к домезозойским отложениям, к большим глубинам. Но тогда, во-первых, они не поддаются никакой проверке. А, во-вторых, возникает недоумение, почему эти домезозойские структуры никак не сказались на формах столь глубоких впадин, как черноморские.

### 3.2. Оценка строения земной коры по результатам ГСЗ

Метод ГСЗ начал повсеместно широко применяться с конца 50-х годов, когда геология вплотную подошла к изучению земной коры и верхней мантии. Исследования строения земной коры и верхней мантии, идущие все эти годы одновременно по многим направлениям, лежат, по очень точному выражению В. И. Вернадского, «на границе достигнутого научного понимания реальности». Почти все полученные выводы представляют собой пока еще не эмпирические обобщения, а лишь научные гипотезы.

ГСЗ — лишь один из методов исследования этой комплексной проблемы. При его помощи устанавливается скоростной разрез земной коры, разделение ее на сейсмические слои, носящие традиционные, но вполне условные названия осадочного, гранитного и базальтового. Более глубокие оболочки земного шара выделены также сейсмологически по наблюдениям над распространением упругих волн от землетрясений. При этом установлено несколько границ, на которых скорость прохождения упругих волн в теле Земли возрастает с глубиной скачкообразно. Но если для суждения о характере вещества мантии и для интерпретации границ раздела в ней получаемые экспериментальные, петрологические и геохимические данные ведут к сокращению числа предлагаемых вариантов и постепенному уточнению выводов, то этого пока нельзя сказать о строении земной коры. Здесь надежность достигнутых выводов существенно меньше.

Преломляющие горизонты, устанавливаемые ГСЗ, не прослеживаются по профилям непрерывно. На значительных участках они записаны не по встречным, а лишь по одиночным годографам, а кроме того, на любом профиле ГСЗ имеются участки отсутствия записи каждого из выделенных горизонтов. Увязка уверенно записанных площадок между собой проводится по тождеству или близости величин граничных скоростей, определенных на


http://jurassic.ru/

этих площадках. Это по существу уже весьма ненадежный способ сопоставления. На примерах многих профилей и ГСЗ, и КМПВ можно убедиться, что скорости сейсмических волн не являются стратиграфическим или литологическим признаком: сплошь и рядом скорости, приписываемые «гранитному» и даже «базальтовому» слоям, можно обнаружить у палеозойских и мезозойских известняков и других осадочных пород. Нередко при более подробном изучении разреза оказывается также, что прослеживавшаяся при ГСЗ преломляющая граница на перегибах «соскальзывает» с одного стратиграфического горизонта на другой. Глубинные разломы, зачастую с большой уверенностью выделяемые интерпретаторами по материалам ГСЗ, фактически во всех случаях приурочены к перерывам прослеживания преломляющих границ и, кроме мнения интерпретатора, никаких объективных критериев для их установления нет.

Таким образом, чисто сейсмическая корреляция границ, получаемых при ГСЗ, не отличается высокой точностью. Еще менее определенны привязки преломляющих границ ГСЗ к геолого-петрографическим границам. Однако, несмотря на многочисленные оговорки, все большее число авторов настойчиво отождествляет «гранитный» сейсмический слой с гранитно-метаморфическими толщами, а «базальтовый» сейсмический слой с петрографической оболочкой базальтового состава. Так поступают и исследователи, специально занимающиеся интерпретацией ГСЗ [4, 49], и геохимики, подсчитывающие химический состав земной коры и ее оболочек [44, с. 379—402], и тектонисты [48].

Ю. А. Косыгин специально подчеркивал, что «применение петрографических названий для «сейсмических» слоев крайне нежелательно, так как забвение условности этих названий, невольное придание им петрографического содержания может привести к неправомерному переходу из «пространства упругих свойств» в «петрографическое пространство», нарушению принципа специализации, смешению понятий и необоснованным построениям». Строго разграничивая осадочную оболочку, т. е. внешнюю оболочку земного шара, в которой по тем или иным признакам можно распознать слои, ранее образовавшиеся на поверхности Земли, и земную кору, выделенную по сейсмическим данным, Ю. А. Косыгин приходит к следующему эмпирическому выводу: «Подвижность сейсмических границ относительно геологической структуры биостратиграфической и петрографической природы в настоящее время представляется несомненной. Об этом, в частности, говорит то обстоятельство, что строение земной коры и ее мощности, устанавливаемые по распределению скорости упругих волн, обнаруживают наиболее близкую связь с особенностями новейших неоген-четвертичных структурных форм, а не с более древней тектоникой. О подвижности сейсмических границ свидетельствует сокращение мощностей земной коры и даже наличие антиклинальных поднятий поверхности Мохо под многими впадинами. Действительно, если бы сейсмические разделы были закреплены в

http://jurassic.ru/

слоистой структуре осадочной оболочки Земли, то они должны были бы быть погружены под впадинами, геометрически следуя форме прогибания. Образование выпуклостей под впадинами естественнее всего связать с подвижностью сейсмических разделов и с приобретением свойств мантии теми породами, которые ранее входили в состав коры»[1]. Следует добавить, что здесь имеются в виду «свойства мантии» сейсмической природы, а не петрографической. Это очевидно из самой формулировки подвижности сейсмических границ относительно геологической структуры.

С вопросом о строении земной коры связаны многие широко распространенные в современной геологии гипотезы и обобщения. Такова, например, проблема различия континентальной и океанической коры. Общеизвестны данные ГСЗ о значительном сокращении мощности земной коры океанов по сравнению с континентами, о неглубоком залегании там поверхности Мохо и еще более неглубоком положении кровли «базальтового» слоя. Широкое развитие базальтовых лав на дне океана, казалось бы, подтверждает эти выводы. Но, с другой стороны, лавовые покровы «маскируют» существование осадочных толщ, с которыми они, возможно, переслаиваются. Первые проявления такого переслаивания уже обнаружены скважинами глубоководного бурения в Атлантическом океане. Следует заметить также, что изученность океанов методом ГСЗ по крайней мере на порядок ниже, чем континентов. Кроме того, ГСЗ на океанах проводится существенно менее точно, чем на суше. Неудивительно, что данные океанического ГСЗ в последнее время подвергаются критическому пересмотру, и некоторые исследователи полагают, что характер земной коры в океане принципиально не отличается от континентальной.

Тем не менее, представление о двух типах земной коры приобрело почти аксиоматическую форму, особенно благодаря предположению о том, что сущность геосинклинальной стадии развития земной коры сводится к формированию гранитного слоя, к превращению коры океанического типа в кору континентальную. Это новое толкование геосинклинального процесса возникло в начале 70-х годов и приобрело большую известность. Однако по существу оно не достоверней гипотезы В. И. Вернадского о гранитной оболочке как продукте былых биосфер. Все подобные гипотезы о строении земной коры, носящие нередко название теорий, но не становящиеся от этого более достоверными, опираются прежде всего на данные ГСЗ и другие косвенные методы геофизики. Прямых геологических (петрографических, геохимических) данных о составе оболочек земной коры практически нет. Принятые интерпретации результатов ГСЗ, как мы уже видели, оказываются очень неточными. Прямая проверка прогнозов ГСЗ бурением первой сверхглубокой скважины на Кольском полуострове показала, что предполагавшаяся на глубине 7 км кровля «базальто-

[1] *Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., Недра, 1969.



http://jurassic.ru/

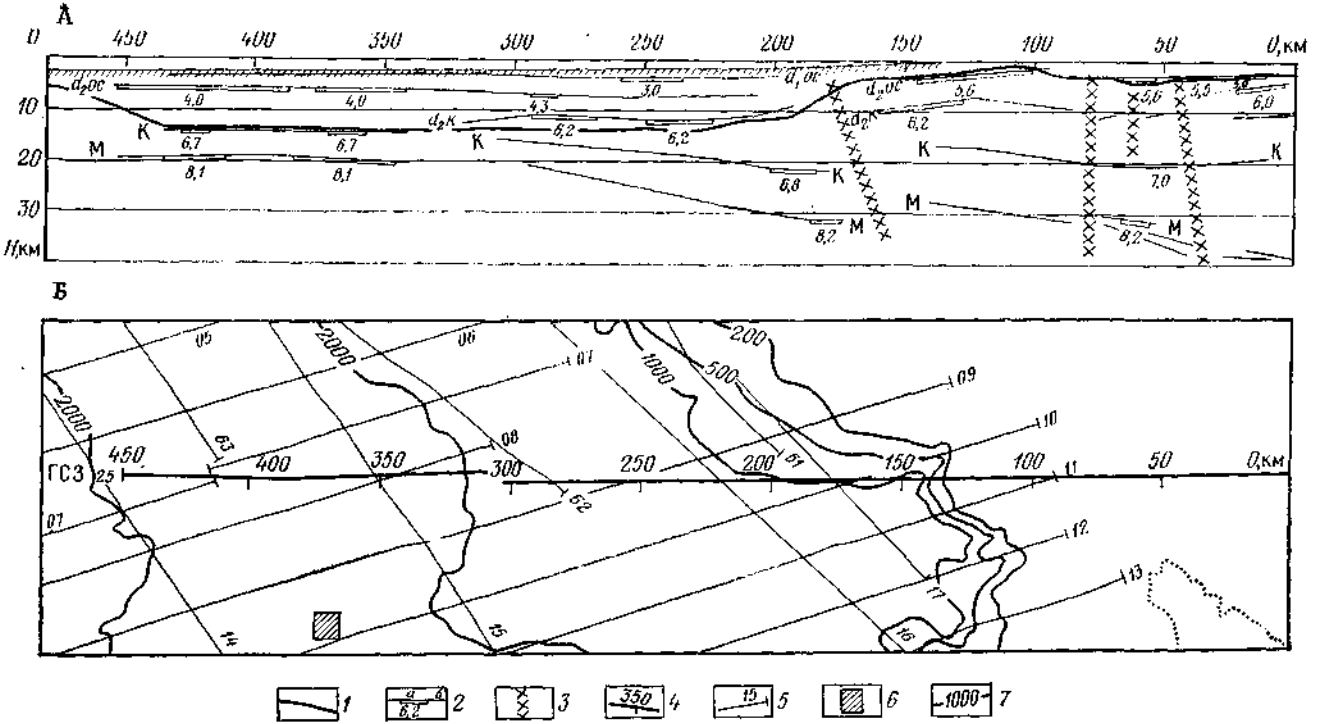



Рис. 5. Сравнение сейсмического разреза по профилю ГСЗ-25 с данными профилей МОГТ (западная часть Черного моря)

На разрезе А: *1* — поверхность мезозоя (отражающий горизонт Н или III) по съемке МОГТ; *2* — преломляющие границы по ГСЗ: *а* — построенные по встречным годографам (цифра — граничная скорость, км/с), *б* — построенные по одиночным годографам и предполагаемые ($d_1$ос, $d_2$ос — границы внутри осадочной толщи, $d_2$к — граница внутри консолидированного слоя, К — граница Конрада, М — граница Мохо); *3* — глубинные разломы по ГСЗ. На плане Б: *4* — линия профиля ГСЗ-2.5; *5* — линии профилей МОГТ и их номера; *6* — площадь детальных работ ГСЗ; *7* — изобаты, м

http://jurassic.ru/

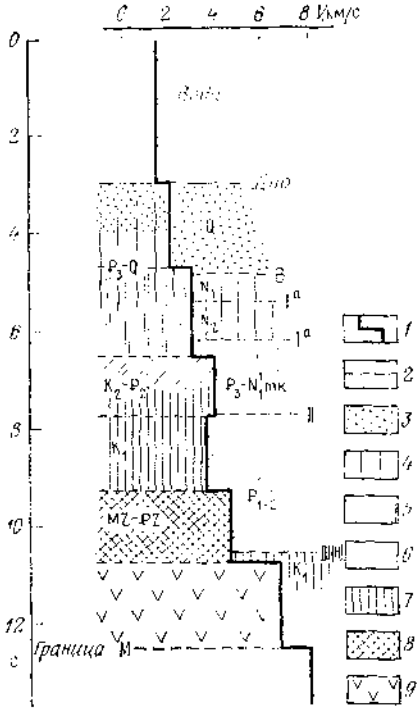



Рис. 6. Сопоставление сейсмогеологических разрезов по детальному ГСЗ и сейсморазведке МОГТ (расположение см. рис. 5)

*1* — скоростная кривая по данным детального ГСЗ [20]; *2* — сейсмические преломляющие и отражающие границы; отложения: *3* — антропоген, *4* — миоцен—плиоцен, *5* — майкопская серия, *6* — палеоцен — эоцен, *7* — мел, *8* — палеозой — мезозой; *9* — «базальтовый» слой. Справа от скоростной кривой приведена стратификация отражающих горизонтов по данным МОГТ, слева — по материалам ГСЗ

вого» слоя не достигнута и на 11 км. Скважина продолжает идти по гранитогнейсам.

Обратимся к ГСЗ на Черном море. Возьмем для примера наиболее тщательно выполненный профиль ГСЗ-25. На рис. 5 приведен несколько схематизированный его разрез [22]. Он совмещен нами с отражающим горизонтом Н(III), построенным по материалам региональной съемки МОГТ. Видно, что в пределах северо-западного шельфа преломляющий горизонт $d_2$ос ложится близко к отражающему горизонту III; в пределах точности определения скоростей тем и другим методами они практически совпадают. Но как только мы выходим за пределы шельфа, соответствие между разрезами ГСЗ и МОГТ нарушается. Мы видим очередной «глубинный разлом» в трактовке ГСЗ, лежащий в зоне потери корреляции между преломляющими горизонтами. Между тем, методом ОГТ здесь отчетливо закартирован крупный флексурный перегиб горизонта Н(III), не нарушенный разломом. В глубоководной впадине этот отражающий горизонт ложится сначала ниже преломляющего горизонта $d_2$к, а затем на продолжении 100—150 км практически (в пределах точности сравниваемых методов) совпадает с границей К, кровлей «базальтового» слоя. Имея в виду, что по всем склонам Западно-Черноморской впадины под поверхностью Н(III) видны конформно с ней залегающие, в той или иной мере выдержанные отражающие горизонты или протяженные площадки, указывающие на осадочный характер мезозойской толщи, кровлей которой является горизонт Н(III), геологическая несообразность предположения о залегании здесь прямо под кайнозоем «базальтового» слоя очевидна.

Другой пример — детальное ГСЗ той же Западно-Черноморской впадины. На рис. 6 показаны скоростной разрез, составленный по данным детального ГСЗ, и его интерпретация, предложенная Ю. П. Непрочновым и др. [20]. Справа на рис. 6 нанесены в


http://jurassic.ru/

том же временно́м масштабе отражающие горизонты по профилю МОГТ-10 в той же точке детального ГСЗ и их реальное стратиграфическое положение. Горизонты, выделенные ГСЗ, и отражающие горизонты МОГТ в пределах точности методов совпадают. При этом мы видим, что предполагавшаяся Ю. П. Непрочновым кровля мела — эоцена на самом деле соответствует кровле майкопа. Некоторое удивление вызывает совпадение относительно малоскоростной толщи с верхней частью отложений эоцен-палеоцена. Их нижней части соответствует, правда, толща с повышенными скоростями (по Непрочнову, домеловая). Наконец, кровля «базальтового» слоя соответствует в реальной стратиграфической привязке кровле мезозоя (как и по профилю ГСЗ-25).

### 3.3. Приемы геологической обработки материалов сейсморазведки МОГТ

Временны́е разрезы МОГТ по своей наглядности приближаются к геологическим обнажениям. Более того, в известной мере они дают информацию значительно большую, чем естественные обнажения: в них мы видим непрерывную запись разреза протяженностью в сотни километров и глубиной до 10—12 км. Сеть таких разрезов дает возможность объемного рассмотрения структуры на глубину до десятка и более километров. Подобной картины мы не увидим даже при идеальной обнаженности региона. Конечно, большая глубинность и непрерывность сейсмической записи достигается лишь в условиях относительно спокойного залегания осадочных толщ. При крутых углах падения сейсморазведка МОГТ не может фиксировать реальное залегание пластов. Кроме того, на временны́х разрезах отчетливо воспроизводятся только геометрические формы геологических тел, а сведения о литологическом их составе, зашифрованные в сейсмической записи, можно получить лишь с помощью дополнительных данных. Тем не менее, геологическая информативность сейсморазведки МОВ и МОГТ огромна, а для глубоководных бассейнов она является по существу единственным надежным инструментом геолога.

Осадочное выполнение Черноморской впадины при большой мощности построено относительно просто, и это обстоятельство способствовало высокой результативности исследований МОГТ. Мощность кайнозойских отложений во впадине достигает 12—14 км, значительно превышая максимальные суммарные мощности кайнозоя на прилегающей суше. Поэтому первой и важнейшей задачей геологической обработки разреза явилось стратиграфическое его расчленение.

На шельфах Черного моря определение возраста осадочных толщ, корреляция опорных отражающих горизонтов проводились преимущественно путем привязки к разрезам береговых скважин. Несколько иначе обстояло дело в глубоководной впадине. Большие мощности отложений и затрудненность прямых корреляций с берегами и шельфом через участки современного и древнего

http://jurassic.ru/

континентальных склонов заставили искать другие способы стратиграфических сопоставлений. Мы прибегли здесь к выделению и прослеживанию характерных осадочных толщ, отличающихся особенностями залегания, структурой, своеобразием сейсмической записи. Одной из таких «маркирующих» толщ, прекрасно выделяющейся на временных разрезах, оказалась мощная майкопская серия, выполняющая прогибы Сорокина и Туапсинский, которые выходят и на сушу. Глины майкопской серии в этих прогибах смяты в диапироподобные складки, и на временных разрезах спутать ее с толщами другого возраста невозможно. По структурному признаку — наличию складок — отложения майкопской серии были нами установлены и в Западно-Черноморской впадине.

Нижележащие толщи, подстилающие майкопскую серию и зафиксированные на сейсмопрофилях, пересекших прогибы Сорокина и Туапсинский, хорошо выраженными отражающими горизонтами, были отнесены нами к эоцену и более древним отложениям. Эти горизонты, подстилая смятые в складки и поэтому сложно записанные на временных разрезах майкопские отложения, оказываются спокойно лежащими, лишь местами слабо изогнутыми в пологие малоамплитудные антиклинали, как бы зародыши крутых складок лежащих над ними майкопских глин. Эоценовый возраст верхнего из этих горизонтов подтвердился прослеживанием его по сейсмопрофилям на Анапский выступ, а также вдоль по валу Шатского до Гудаутско-Очамчирского района, где соответствующий горизонт был увязан с разрезами береговых скважин.

Сходные отражающие акустически сильные горизонты были обнаружены под мощной толщей майкопской серии в Западно- и Восточно-Черноморской впадинах. Они прослеживаются по всей площади обеих крупных впадин. Несмотря на то что на склонах вала Андрусова, разделяющего впадины, горизонты эти выклиниваются, очень большое сходство сейсмической записи позволяет параллелизовать эти толщи в обеих впадинах. Такую параллелизацию удалось подтвердить и прямой корреляцией сейсмических разрезов с разрезами прибрежных скважин и отнести нижнюю часть осадочного выполнения впадины к палеоцену — эоцену.

Выше кровли майкопской серии по всей Черноморской впадине залегает мощная хорошо слоистая толща, в которой можно проследить на большом расстоянии ряд выдержанных отражающих горизонтов. Среди них выделяются горизонты В и I, сопоставляемые соответственно с подошвой антропогена и плиоцена. Основным критерием выделения отложений антропогена в глубоководной впадине явились крупные линзовидные тела — дельтовые образования палео-Дуная, палео-Дона и палео-Кубани с характерной макрокосой слоистостью, четко читающейся на временных разрезах. Отражающий горизонт В ложится в основание этих мощных линз.

Когда сетью сейсморазведочных профилей МОГТ Черное море было покрыто полностью и все опорные отражающие горизонты прослежены от болгарского шельфа до Гурийского района, оказа-



http://jurassic.ru/

лось возможным сопоставить и перепроверить все привязки отдельных горизонтов к береговым разрезам и корреляцию их по структурным и сейсмофациальным признакам. В результате мы убедились, что отдельные сопоставления не противоречат, а коррелируют и дополняют друг друга, и каждый из выдержанных по площади отражающих горизонтов отвечает определенному, довольно узкому временно́му интервалу, за исключением тех, которые связаны с поверхностью размыва.

Особые трудности возникали при изучении нижней части временны́х разрезов, ниже границы появления кратных волн, сильно маскирующих реальные отражения. Решающим приемом здесь было совокупное изучение серии временны́х разрезов, дающее возможность получить отчетливое объемное представление о геологических телах. И если по одному разрезу, в условиях неуверенного прослеживания горизонтов, возможны различного рода ошибки, то рассмотрение исследуемой формы в трех измерениях многократно повышает достоверность интерпретации.

Как уже отмечалось, в сейсмической записи закодированы данные о литофациях.

В Черном море в верхней части временны́х разрезов, характеризующих строение миоцен-четвертичной толщи, наблюдается множество протяженных отражений, свидетельствующих о чередовании в разрезе пород различной плотности. На этом основании считается вероятным присутствие в разрезе как карбонатных, так и терригенных отложений. По характеру записи определены также песчано-глинистые отложения аванделыт. Диапировые складки в майкопских прогибах свидетельствуют о глинистом составе майкопских отложений. В палеоцен-эоценовых отложениях глубоких впадин вероятнее всего присутствуют карбонатные образования, так как эти породы, несмотря на большую глубину их залегания и маскировку кратными волнами, выражены в записи акустически сильными четкими отражениями.

В восточной части моря намечается возможность определить смену эоценовых вулканогенных формаций Аджаро-Триалет на одновозрастные карбонатные отложения глубоководной впадины. В Гурийском прогибе на временны́х разрезах акустически сильные, выдержанные горизонты, связанные, по всей вероятности, с карбонатными породами, к востоку постепенно сменяются невыдержанными, прерывистыми отражениями, осложненными дифрагированными волнами. Здесь же появляются накладывающиеся друг на друга линзовидные тела. Подобный тип записи свойствен вулканогенным образованиям морского продолжения Аджаро-Триалет.

Следует заметить, что сопоставление данных по морю и по суше иногда дает противоречивые результаты. На северном склоне вала Шатского выделены линзообразные тела, которые интерпретируются как карбонатные рифовые постройки. Признаками их являются: наличие структур облекания над предполагаемыми рифами, присутствие стратиграфически ниже рифов кажущегося

http://jurassic.ru/

поднятия, дифрагированные волны у краев предполагаемых рифов. На соседней суше, в Абхазии карбонатные рифовые постройки широко распространены в верхнеюрских отложениях. Если исходить только из этого факта, логично было бы отнести отложения, в которых предполагаются карбонатные постройки на валу Шатского, к верхнеюрским отложениям. Но в таком случае мощность меловых отложений на валу, опять же по сравнению с разрезами близлежащей суши, будет необъяснимо малой. К тому же отражающий горизонт, связанный с кровлей нижнего мела, прослеживающийся от Гудаутского свода в пределы вала Шатского, попадает в кровлю предполагаемого рифа. Поэтому мы отнесли описанные линзообразные тела к отложениям нижнего мела.

Наконец, одним из наиболее важных звеньев геологической обработки временны́х разрезов глубоководной впадины является исследование строения континентального склона. Он записан на временны́х разрезах в виде поверхности размыва, субстрат которой образован разновозрастными породами мезозоя и кайнозоя и к которой прислоняются мощные толщи кайнозойского выполнения впадины. Сравнительным изучением многих десятков временны́х разрезов выяснено, что эта сложная структура представляет собой геологически длительно формировавшуюся флексуру, соединительное крыло которой в течение всего кайнозоя соответствовало в рельефе глубоководной впадины континентальному склону. Следует подчеркнуть, что описания подобной структуры в литературе мы не встретили, и выяснение ее оказалось возможно лишь благодаря геологической расшифровке временных разрезов.

### 3.4. О методике морских сейсморазведочных работ и обработке сейсмических материалов

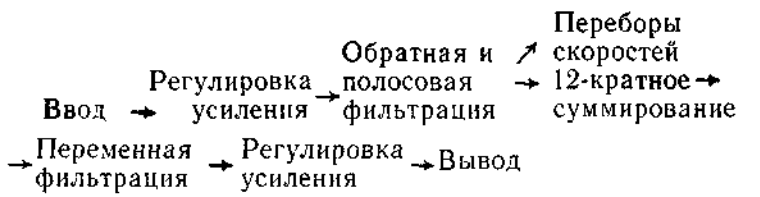
Сейсмические работы проводились методом общей глубинной точки (МОГТ) при скорости судна 10—12 км/час. Приемное устройство представляло собой 24-канальную плавучую пьезосейсмографную косу с шагом каналов в 100 м. Каждый канал имел группу из 41 сейсмоприемника с линейным распределением чувствительности на базе 80 м. Глубина буксировки составляла 10—15 м. Использовалась фланговая система наблюдений с выносом пункта возбуждения. Вынос составлял 330—430 м, максимальное расстояние «взрыв — прибор» 2630—2730 м. Возбуждение производилось через 100 м, что обеспечивало 12-кратное перекрытие. Для возбуждения упругих волн использовался групповой пневмоисточник «Импульс-1». Пневмоисточник имел четыре отдельных излучателя емкостью по 3 л каждый, работавшие синхронно. Излучатели располагались по углам квадратной рамы размером 2×2 м. Рабочее давление воздуха в камерах излучателей составляло $110—115 \cdot 10^5$ Па, погружение пневмоисточника 6—7 м.

Сейсмическая информация на борту судна регистрировалась геофизической частью аппаратурного комплекса МАРС, в состав


http://jurassic.ru/

которого входили сейсмостанции ССЦ-4, ЭВМ ЕС-1010 с рядом периферических устройств. Длительность записи составляла от 6 до 12 с в зависимости от необходимой глубины исследования. Вождение судна по профилям, определение планового местоположения выполнялось в основном по радионавигационной системе РСДН-3 с использованием навигационной части комплекса «МАРС». Точность определения местоположения пунктов геофизических наблюдений на профилях составляла 0,6—0,8 км вдоль северного побережья, 1,0—1,5 км в центре моря, 2,0—2,4 км вдоль южного побережья.

Сейсмический материал был обработан на вычислительном центре ПО Южморгеология с использованием ЭВМ ЕС-1035. Обработка производилась по следующей схеме.




После ввода исходного материала производилась регулировка усиления с целью выравнивания амплитуд в пределах трасс и сейсмограмм. К исходному материалу применялись обратная фильтрация (длина обратного оператора 200 мс, дальность прогноза 32—40 мс, окно расчета ФАК 5 с) и полосовая фильтрация с полосой пропускания 5, 8, 45, 55 гц. Скоростной анализ основывался на переборах скоростей в интервале от 1500 до 4500 м/с. После обратной и полосовой фильтраций производилось 12-кратное суммирование трасс общих глубинных точек. Скорости суммирования линейно интерполировались вдоль профиля от перебора к перебору. Временной разрез ОГТ подвергался переменной во времени полосовой фильтрации с изменением полосы пропускания от 5, 10, 45, 50 гц до 3, 5, 20, 25 гц (7 фильтров на трассу). Затем производилась необходимая регулировка усиления и разрез выводился на плоттере. В небольших объемах выполнялись операции дифракционного преобразования для участков с крутыми наклонами горизонтов, а также обработка с сохранением истинных соотношений амплитуд для участков с аномалиями динамических свойств.

### 3.5. Определение скоростей распространения упругих волн при работах МОГТ в Черном море

Скорости распространения упругих волн определялись по материалам многократного профилирования. Прежде всего в процессе машинной обработки сейсмического материала определялся параметр $V_{огт}$ (скорость суммирования) способом перебора скоростей для участков временного разреза. Способ заключается в


http://jurassic.ru/

том, что для интервала профиля длиной обычно 2,4 км (две сейсмограммы ОГТ) строят множество вариантов разреза ОГТ с постоянными значениями скоростей ($V_{огт}$), перекрывающими все возможные вариации средних скоростей. Затем, сопоставляя изображения отраженных волн на различных вариантах разреза, устанавливают, при каких значениях $V_{огт}$ достигается наилучшее качество суммирования. Скорости оптимального суммирования на переборах обычно представлены некоторым интервалом, в центре которого выбирается значение скорости. По выбранным значениям скоростей, относимым к определенным значениям времени ($t_0$), строят графики $V_{огт}$ ($t_0$). Скорости суммирования являются фиктивными, поскольку несут в себе искажающие влияния наклона отражающих поверхностей и преломления на границах пластов. Средние скорости ($V_{ср}$) для определения глубины отражающих границ вычислялись на ЭВМ по общепринятой в настоящее время методике[1] через эффективные скорости ($V_{эф}$), эффективные предельные скорости ($V_{эф.п}$), пластовые скорости ($V_{пл}$) по следующей схеме: $V_{огт} \rightarrow V_{эф} \rightarrow V_{эф.п} \rightarrow V_{пл} \rightarrow V_{ср} \rightarrow V_{ср}$ от дна.

Полученные таким образом скорости в значительной степени освобождены от искажающего влияния наклонов отражающих границ и систематических погрешностей, связанных со слоистостью покрывающей толщи. Графики зависимости $V_{ср}(t_0)$ от поверхности моря трудно сопоставимы между собой и неудобны в работе для вычисления глубин отражающих границ из-за изменчивости мощности водного слоя (низкоскоростной слой с $V_{пл}=1520$ м/с). Поэтому значения средних скоростей от поверхности моря пересчитывались в значения от дна моря.

Погрешность определения средних скоростей по материалам МОВ—ОГТ зависит в основном от относительной длины годографа $l/h$ ($l$ — половина длины годографа, в нашем случае принимается как максимальное расстояние «взрыв — прибор»; $h$ — глубина исследования). Зависимость эта обратно пропорциональная, т. е. чем больше длина годографа для неизменной глубины исследования, тем меньше погрешность определения скоростей и, наоборот, чем больше глубина исследования при неизменной длине годографа, тем больше погрешность. Величина $l$ при работах на Черном море была выбрана по возможности максимальной и составляла в среднем 2700 м. Погрешность определения скоростей при этом зависела от глубины исследования. Оценить погрешность определения скоростей можно по величине интервала скоростей оптимального суммирования на переборах. Для этого было произведено массовое определение величины интервала с последующим осреднением. Получены следующие погрешности определения скоростей: для верхней части разреза под дном моря $\pm 25$ м/с (1,5%), для глубины 3—4 км $\pm$ 100 м/с (4%), для глубины 10 км $\pm$ 300÷500 м/с (10—15%).

В процессе машинной обработки сейсмического материала бы-

---

*Урупов А. К.* Изучение скоростей в сейсморазведке. М., Недра, 1966.



http://jurassic.ru/

ло выполнено около 1000 переборов скоростей. Более половины из них были использованы для вычисления средних скоростей.

На первом этапе работ сопоставление вычисленных скоростей для большей части глубоководной впадины показало, что разброс значений сравнительно небольшой и составляет ±125—200 м/с от осредняющей линии. Четких закономерностей в изменении скоростей по площади как будто бы не наблюдалось, за исключением увеличения на бортах впадины. В результате обобщения была составлена единая кривая, с которой и были выполнены все структурные построения в пределах Черноморской впадины.

Дальнейшее накопление информации по скоростям, а также повышение точности их определения в результате совершенствования машинной обработки сейсмического материала позволили уточнить распределение скоростей по площади и выявить наличие горизонтального градиента скорости. Выяснилось, что наиболее прогнутой части Западно-Черноморской впадины (к югу и юго-западу от Крымского полуострова) свойственны наиболее низкие значения средних скоростей. Для этого участка составлена осредненная кривая по материалам 35 переборов. Сравнение с обобщающей кривой показывает, что уменьшение средних скоростей составляет от 50 м/с под дном моря до 400 м/с на времени 7 с (рис. 7). В восточной части Черноморской впадины (на восток от линии гг. Сочи — Орду) отмечены наиболее высокие средние скорости. Обобщение скоростей здесь было произведено раздельно для Восточно-Черноморской впадины и области Гудаутского свода (в широком смысле), что было обусловлено большими различиями в мощности и возрасте отложений. До времени 1,5 с значения средних скоростей этих двух участков совпадают и в то же время они на 200—300 м/с выше значений скорости обобщенной кривой для Черного моря. На больших временах расхождение еще увеличивается.

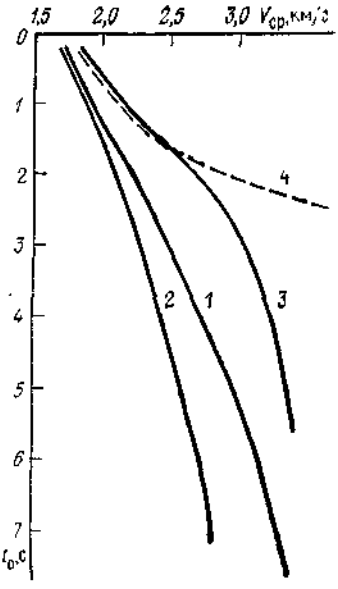



Рис. 7. Графики средних скоростей $v(t_0)$ от дна моря
1 — обобщенная кривая, использованная для структурных построений; 2 — для наиболее прогнутой части Западно-Черноморской впадины, 3 — кривая для восточной части Восточно-Черноморской впадины, 4 — кривая для Гудаутско Очамчирского района

Выявленные закономерности в изменении средних скоростей по площади позволяют оценить допущенные искажения глубин сейсмических горизонтов на структурных картах за счет использования единой обобщенной кривой средних скоростей. В наиболее прогнутой части Западно-Черноморской впадины фактические глу-

http://jurassic.ru/

бины меньше указанных на картах для горизонта $II^а$ — на 1,2 км, для горизонта $I^а$ — на 0,5 км. В восточной части Восточно-Черноморской впадины фактические глубины больше указанных на картах для горизонтов $II^а$ и $I^а$ на 0,9—1,1 км. Таким образом, различия Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадин по интенсивности прогибания не столь значительны, как это выглядит на составленных структурных картах.

Основной причиной региональной изменчивости средних скоростей в пределах Черноморской впадины является изменение возраста и мощности отложений, слагающих разрез в различных частях впадины. Так, сопоставление последовательности переборов вдоль профилей показывает, что к бортам впадины отмечается увеличение средних скоростей. В этих же направлениях происходят подъем поверхности мезозоя и, соответственно, подъем и уменьшение мощности всех слоев кайнозойского осадочного выполнения, то-есть разрез впадины на бортах слагается более древними отложениями относительно глубины, чем в центре. Это и является причиной увеличения средних скоростей. Наоборот, для наиболее прогнутой части Западно-Черноморской впадины, где разрез относительно глубины представлен более молодыми отложениями, отмечается область пониженных значений средних скоростей. Повышенные значения средних скоростей в восточной части Черноморской впадины объясняются значительным сокращением здесь по сравнению с западной частью мощности низкоскоростных отложений антропогена и плиоцена (до 1,5 км против 2,4—4,2 км).

## ГЛАВА 4. ЗАПАДНЫЙ И СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ ШЕЛЬФ

Для Черного моря характерны в основном неширокие шельфы — бровка континентального склона глубоководной впадины почти по всему ее периметру располагается недалеко от берегов. И лишь в западной и северо-западной частях моря расстилается обширная ступень с глубинами воды менее 100 м. Достигая на меридиане Одессы ширины 200 км, она протягивается до берегов европейской Турции, постепенно суживаясь к юго-западу и в болгарско-турецкой части составляя всего 40—50 км.

Эта огромная плоская поверхность, представляющая собой в рельефе дна моря единую ступень, по геологическому строению распадается на несколько участков. В средней ее части, между дельтой Дуная и северной границей НРБ, далеко в пределы шельфа заходит западное ответвление Черноморской впадины. Глубинное строение шельфа здесь аналогично строению глубоководной впадины: сильно погруженная кровля мела, значительная мощность палеоцен-эоцена и майкопской серии, мощный неоген и,


http://jurassic.ru/

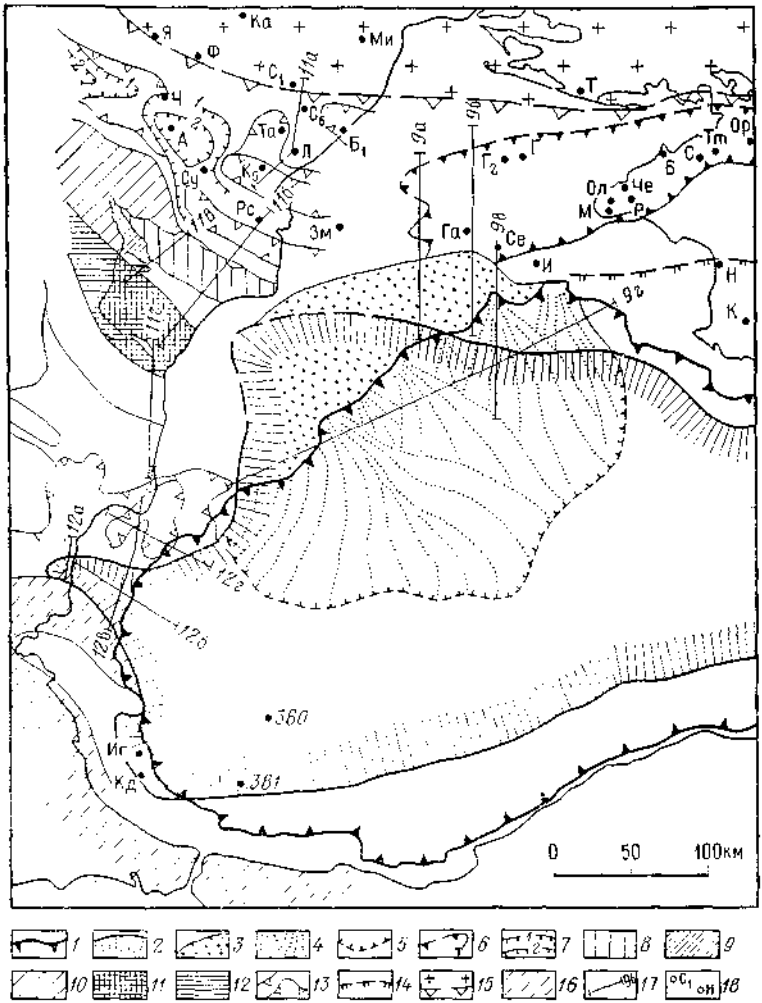



Рис. 8. Схема строения западного и северо-западного шельфа Черного моря

*1* — бровка современного шельфа; *2* — древний (палеоген-неогеновый) континентальный склон — борт Западно-Черноморской впадины; *3* — площадь распространения на шельфе мощных (до 3 км) отложений антропогеновой дельты палео-Дуная и других рек; *4* — авандельта и подводные конусы выноса палео-Дуная и других рек; *5* — нижняя граница распространения подводных конусов в глубоководной впадине; *6* — граница мелового Каркинитского прогиба; *7* — контуры юрских впадин Преддобруджинского прогиба (в изопахитах через 1 км); *8* — триасовые отложения зон Тулча и Мейданкой в Северной Добрудже; *9* — дислоцированный палеозой зоны Мэчин и выходы аналогичных пород по северному краю зоны Тулча; *10* — Нижне-Прутский выступ — северо-западное продолжение Северной Добруджи под маломощным покровом неогена; *11* — рифейский горст Центральной Добруджи; *12* — то же, продолжение к северо-западу под неогеновым покровом; *13* — контуры прогибов и поднятий в палеозойских и триасовых породах Преддобруджья и Мизийской плиты; *14* — предполагаемая северная граница юрско-триасового Таврического грабена; *15* — южная граница древней Восточно-Европейской платформы; *16* — область альпийской складчатости Балкан и Западного Понта; *17* — линии сейсмогеологических разрезов (индекс — номер рисунка в книге); *18* — глубокие скважины: Ка — Каушаны, Ми — Мирное, Я — Яргара 110, Ф — Ферапонтьевская 19, $С_1$ — Сарата 1, Ч — Чалык 106, А — Алуат, Су — Суворова 4, $К_5$ — Килия 5, Та — Татарбунары 1, $С_6$ — Сарата 6, Л — Лиманская 1, $Б_1$ — Балабанка 1, Т — Тендровская, Рс — Россети, Ор — Орловская 3, Тт — Татьяновская 1, С — Серебрянская, Б — Борисовская 1, Че — Черноморская, Р — Родниковская 2, Ол — Оленевская 6, М — Меловая 4, Н — Николаевская, К — Качинская 2, Зм — Зменная 1, $Г_2$ — Голицынская 2, $Г_4$ — Голицынская 4, Га — Гамбурцева 1, Се — Сельского 40, И — Ильичевская, Иг — Игнеада, Кд — Карадениз; 380 и 381 — скважины глубоководного бурения «Гломар Челленджер»



http://jurassic.ru/

наконец, очень мощная толща дельтовых отложений четвертичного палео-Дуная. Его выносы полностью компенсировали прогибание этой части впадины и значительно увеличили здесь площадь шельфа (рис. 8). Интенсивным накоплением подводных конусов выноса Дуная обусловлен и очень пологий в этом районе континентальный склон глубоководной впадины.

В отличие от этого «придунайского» участка шельфа, северо-западный шельф характеризуется маломощным слоем антропогена и относительно неглубоким залеганием кровли мела. Изученность этой акватории велика, на ней закартированы многочисленные и разнообразные тектонические структуры, обнаружены газовые месторождения.

Западный шельф также подробно изучен, особенно в болгарской части. В пределах Мизийской плиты шельф сложен почти с поверхности толщей известняков мальм-валанжина. Под ними сейсморазведка обнаружила крупные поднятия и впадины платформенного характера, сложенные породами триаса и перми. В сторону глубоководной впадины поверхность мальм-валанжинской толщи круто перегибается, образуя континентальную флексуру. Сходной флексурой сочленяется часть шельфа, лежащая в пределах Мизийской плиты, и с Нижне-Камчийским прогибом. В румынской части западного шельфа проведены сейсморазведочные работы МОГТ и пробурено несколько глубоких скважин, но результаты этих работ пока не опубликованы.

### 4.1. Строение кайнозойского осадочного покрова северо-западного шельфа

Для северо-западного шельфа характерно спокойное, почти горизонтальное залегание неогеновых пород, образующих вместе с маломощными четвертичными отложениями верхнюю часть разреза осадочной толщи. Но при более подробном рассмотрении в них обнаруживаются поднятия и впадины, которые иногда проявляются уже в залегании кровли сармата [41]. С глубиной структурные формы кайнозойских отложений становятся более резко очерченными. В связи с поисками месторождений углеводородов северо-западный шельф подвергся наиболее длительным и детальным сейсморазведочным исследованиям. Пробурено более десяти глубоких морских скважин. Это позволило составить подробные структурные карты по ряду опорных отражающих горизонтов, приуроченных к различным стратиграфическим разделам кайнозоя и верхнего мела.

В структуре поверхности известняков дания-палеоцена зафиксирован суммарный результат тектонических движений, происходивших на шельфе в течение всего кайнозоя. На ней отчетливо читаются все основные тектонические формы. Наиболее крупная из них — Каркинитский прогиб (в Равнинном Крыму он называется Северо-Крымским, или Сивашским). Самая глубокая его часть, лежащая в середине шельфа, носит название Михайловской впадины. В ней кровля мела опущена до абс. глубин 4—4,5 км.



http://jurassic.ru/

Северное крыло прогиба очень пологое, кровля мела и все маркирующие поверхности кайнозоя постепенно поднимаются к северу. Южное крыло наклонено заметно круче; в его пределах на Тарханкутском полуострове отложения мела и палеогена смяты в брахиантиклинальные складки. В акватории на продолжении складок Тарханкутской зоны обнаружена группа небольших локальных поднятий. Далее к западу южное крыло прогиба образовано крутой флексурой, осложненной разломом, по которой прогиб сочленяется с валом Губкина. Амплитуда флексуры достигает 1,5—2 км.

Западное замыкание Каркинитского прогиба отличается сложностью очертаний. Неправильными в плане ступенями погружается к наиболее опущенной его части восточная периклиналь большого Килийского (или Килийско-Зменного) поднятия. По кровле мела эти ступени откартированы очень подробно, с их угловатыми очертаниями и локальными поднятиями на перегибах. К северу от Килийского поднятия располагается неглубокий Крыловский прогиб, раскрывающийся в Каркинитский, по существу, являющийся частью его северного крыла и западного замыкания. В самой середине Каркинитского прогиба, ограничивая с севера его наиболее прогнутую часть, располагается очень крупное, линейно вытянутое локальное поднятие Голицына.

К югу от Каркинитского прогиба лежит относительно поднятая зона со сравнительно неглубоким залеганием кровли мела. В центральной части Крыма располагается Крымский свод — обширное плоское изометричное в плане поднятие. Поверхность его осложнена пологой и неглубокой Альминской впадиной. В западном направлении свод несколько погружается, суживается и переходит в вытянутое валообразное поднятие — Каламитский вал. В его сводовой части выделяются два пологих куполовидных локальных поднятия — Ильичевское и Карбышева. На западном погружении вала установлено еще несколько небольших локальных поднятий — Нахимовское, Комсомольское, Дельфин, Краевое и др. Кулисообразно к Каламитскому валу, навстречу ему погружается вал Губкина, выделенный первоначально как относительно небольшая структура к югу от Килийского поднятия. Затем это название было распространено и на локальные поднятия Гамбурцева и Сельского, которые представляют собой структуры, осложняющие свод вала Губкина. На восточном его погружении, к северу от Каламитского вала лежат небольшие поднятия, далее на восток переходящие по простиранию в тарханкутские складки. Оба эти вала, Каламитский и Губкина, образуют по существу одну поднятую зону и разделены лишь неглубоким и неширокой безымянным прогибом, диагонально под очень острым углом пересекающим эту зону поднятия.

К югу от Каламитского вала вырисовывается по кровле мела несколько опущенная сравнительно со сводом вала Краевая ступень. Южное ее ограничение — огромный флексурообразный перегиб северного борта Западно-Черноморской впадины (рис. 9, *в*).



http://jurassic.ru/

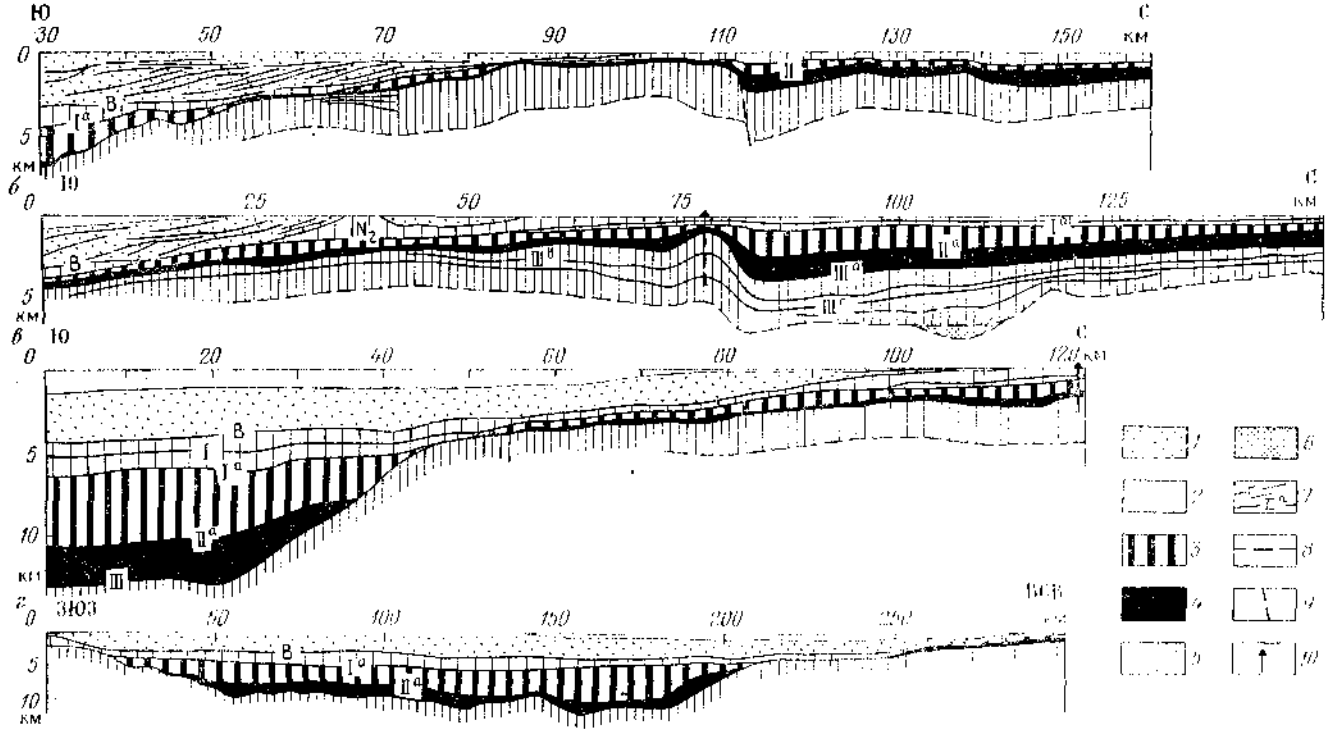



Рис. 9. Сейсмогеологические разрезы (*а, б, в, г*) северо-западного шельфа Черного моря (расположение см. рис. 8)

Отложения: *1* — антропоген, *2* — неоген, *3* — майкопская серия, *4* — палеоцен — эоцен, *5* — мел, *6* — юра, *7* — отражающие горизонты; *8* — геологические границы; *9* — разломы; *10* — скважины

http://jurassic.ru/

Уже из описания структуры кровли мела видно, что мощность кайнозоя на северо-западном шельфе достигает максимально 4—4,5 км и сокращается в поднятых зонах до первых сотен и даже десятков метров.

Палеоген на северо-западном крыле Крымского мегантиклинория и в прилежащей Альминской впадине образует, несмотря на небольшую мощность, стратиграфически почти непрерывный разрез, настолько полный и фаунистически хорошо охарактеризованный, что он принят за стратотип палеогена в СССР. Нижний палеоцен (инкерманский ярус) сложен массивными известняками, постепенно переходящими вниз в такие же известняки дания. Верхняя часть палеоцена представлена мергелями. Они сменяются нуммулитовыми известняками, мергелями и карбонатными глинами эоцена.

Примерно такой же литологический облик сохраняют породы палеоцена — эоцена и на всей площади северо-западного шельфа и прилегающих побережий. Но мощность их сильно меняется. На Крымском своде во многих местах отложения палеоцена и эоцена отсутствуют или сильно размыты. В Каркинитском прогибе, напротив, полнота разреза в общем такая же, как в стратотипическом разрезе Бахчисарая, а мощность значительно увеличивается, достигая на поднятии Голицына почти километра, а в наиболее прогнутой части, судя по данным сейсморазведки, 2 км и более. Быстро сокращается мощность палеоцена — эоцена на Килийском поднятии, падая до нуля на его своде. В южном направлении она также уменьшается, резко изменяясь на северных крыльях валов Губкина и Каламитского. На своде вала Губкина она составляет первые сотни метров, а на Каламитском валу, на Ильичевском поднятии отложения палеоцена — эоцена отсутствуют, и майкопские глины ложатся с размывом на мергели кампана, как это показала скв. Ильичевская.

Таким образом, вся область Крымского свода и мегантиклинория Горного Крыма, валов Губкина и Каламитского, Килийского поднятия характеризуется резко сокращенными мощностями палеоцена — эоцена, причем сокращение это было изначальным: даже при относительной полноте разреза мощности каждого яруса в отдельности и всех вместе невелики. Наиболее поднятые тектонические формы этой области вообще лишены отложений палеоцена — эоцена, которые либо совсем не отлагались там, либо оказались полностью размытыми (вероятнее последнее предположение, так как незначительной мощности породы эоцена, причем морские, наблюдаются здесь почти повсеместно).

Устойчивое существование Каламитско-Килийской зоны поднятий и Каркинитского прогиба зафиксировано и в отложениях майкопской серии (см. рис. 9, *а, б*). Однако в пределах акватории сокращение мощности отложений майкопа на валах Губкина и Килийском менее значительно, чем палеоцена — эоцена. Даже в скв. Ильичевская 2, где палеоцен — эоцен размыт нацело, толща майкопских глин имеет мощность около 150 м. Они выклиниваются

http://jurassic.ru/

далее на юге, уже в пределах континентального склона глубоководной впадины.

В Каркинитском прогибе мощность отложений майкопской серии составляет 800—850 м на поднятии Голицына, почти 1000 м на поднятии Шмидта, превышает 1000 м в прибрежных участках Тарханкутского полуострова [36]. Судя по временным разрезам сейсморазведочных профилей МОГТ, в Михайловском впадине она достигает 1500 м. Повсеместно майкопская серия сохраняет характерный литологический облик — это темно-серые, преимущественно неизвестковистые глины с редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песков, содержание которых возрастает в прибрежных зонах — окраинных участках бассейна майкопского времени.

Чехол неоген-четвертичных отложений, достигающий в пределах шельфа мощности от 300 до 700 м, существенно сглаживает все описанные выше тектонической формы. В залегании миоцена заметны лишь наиболее крупные и резкие поднятия. Наблюдается однообразное постепенное увеличение мощности всех подразделений неогена и антропогена в южном направлении. При этом многочисленны перерывы в осадконакоплении и связанные с ними стратиграфические несогласия, распространенные то почти по всему шельфу, то в отдельных его участках, иногда срезающие или переходящие друг в друга. Одно из них, получившее название доплиоценового, зафиксировано и сейсморазведкой МОГТ, и методами непрерывной сейсмоакустики (отражающий горизонт $I^{\Gamma}$). Другое, менее хорошо выраженное во временных разрезах, но установленное по заметному размыву кровли майкопских отложений, приурочено к границе между майкопом и средним миоценом. Совершенно определенно прослеживается также перерыв в подошве антропогена.

### 4.2. Строение меловых отложений северо-западного шельфа

Тектонические формы, образованные меловыми отложениями, частично совпадают со структурой кайнозойских отложений, но в некоторых отношениях существенно от нее отличаются. К тому же толща меловых отложений исследована и известна, особенно в нижней части разреза, значительно хуже, чем кайнозой.

Северная часть шельфа, как и прилегающая к ней равнина Южного Приднепровья, образует очень полого наклоненную к югу моноклиналь, на суше лежащую в пределах древней Восточно-Европейской платформы. Мощность меловых отложений здесь измеряется немногими сотнями метров, вблизи побережья достигает 1 км и несколько более (Тендровская скважина — 1100 м). В западном направлении мощность меловых отложений на суше уменьшается — в опорной скважине Мирное, западнее Одессы, она составляет всего 400 м, а далее на запад и юго-запад сокращается до 150—200 м, выклиниваясь полностью в придунайской зоне. Меловая моноклиналь прослеживается сейсморазведочными профилями по всей северной части шельфа вплоть до флексурных уступов Килийского поднятия на западе, до подножия северного кры-


http://jurassic.ru/

ла поднятия Голицына в середине шельфа и осевой линии Каркинитского залива на востоке. При этом в залегании мела никак не сказывается бровка резкого перегиба поверхности кристаллического фундамента древней платформы. Мел лежит на гранитогнейсах в пределах платформы, а южнее переходит на различные толщи палеозоя и юры, сохраняя при этом мощности и углы падения. На всей этой площади характерно значительное преобладание мощности верхнего мела над нижним. Верхний мел сложен почти исключительно карбонатными отложениями — известняками, мелом, мергелями, нижний мел — преимущественно терригенными породами, иногда спонголитами, опоками.

В Северном Крыму, от Джанкоя до мыса Тарханкут, скважинами обнаружен глубокий меловой прогиб, в выполнении которого существенную роль играют альбские (местами альб-сеноманские) вулканогенные породы. Наиболее подробно меловой вулканизм Равнинного Крыма был описан в 1971 г. Л. Г. Плахотным и др. Среди преимущественно осадочных морских отложений нижнего мела скважины вскрывают вулканогенные породы: андезитовые порфириты, брекчиевые и агломератовые лавы и туфолавы, туффиты, туфопесчаники андезитового состава. Они в некоторых местах образуют крупные линзообразные залежи мощностью 1—1,5 км и более (например, скв. Орловская 4, Татьяновкая 2 и др.) и несколько десятков километров по протяженности. Такие мощные линзы представляют собой палеовулканические аппараты. Постоянное переслаивание вулканогенных отложений с нормально-морскими осадочными породами указывает на подводный характер излияний. Мощность отложений нижнего мела в Северо-Крымском прогибе хотя и изменчива, но относительно велика, составляя в среднем более 1 км и достигая 1,5—2 км, что в несколько раз превосходит мощности нижнего мела в расположенной севернее моноклинали. Также очень большими мощностями отличается и верхний мел этого прогиба, сложенный практически нацело карбонатными толщами — известняками, мергелями, писчим мелом. Мощности его в большинстве скважин около 2 км, зачастую оказываясь значительно большими: до 2,5—2,8 км. При этом северный борт прогиба намечается лишь приблизительно. Мощность меловых отложений нарастает в северной моноклинали постепенно с севера на юг.

Гораздо определеннее рисуется южная граница Северо-Крымского прогиба. Многочисленные скважины на антиклиналях Тарханкутской зоны складок вскрывают мощную толщу меловых отложений, достигающую 4—4,5 км. По флексурному перегибу, проходящему южнее этой цепи складок, мощность мела к югу резко уменьшается.

Северо-Крымский меловой прогиб в плане в первом приближении совпадает с кайнозойским Каркинитским прогибом, вследствие чего объединяется с ним под одним названием Каркинитского.

Вулканогенные отложения нижнего мела фиксируются в сей-

http://jurassic.ru/

смических разрезах ОГТ на суше в виде незакономерных раздувов и неправильных наслоений. То же наблюдается и в разрезах морских сейсмических профилей в юго-западной части Каркинитского залива, прилегающей к Тарханкутскому полуострову. Далее на запад подобный характер записи исчезает и к югу от поднятия Голицына на сейсмических профилях МОГТ читается лишь довольно глубокий прогиб с постепенным увеличением мощности доверхнемеловых отложений к его оси.

К югу от Каркинитского прогиба в Равнинном Крыму мощность меловых отложений быстро уменьшается в пределах узкой зоны южного крыла этого прогиба. На Новоселовском, Евпаторийском, Симферопольском поднятиях, которые по существу являются частями обширного единого Крымского свода, и в Альминской впадине, также представляющей собой лишь пологое опускание на поверхности этого свода, меловые отложения, как и палеогеновые, представлены очень незначительным по мощности разрезом.

Несмотря на малую мощность, стратиграфическая полнота разреза меловой системы в Альминской впадине и на ее крыльях, в частности в передовых грядах Крымских гор, очень высока. Очевидно, что Крымский свод, как и Каркинитский прогиб, в меловой период почти все время покрывался морем, но интенсивность опускания его была очень невелика и за весь меловой период накопились лишь первые сотни метров отложений. К тому же определенные части свода — Симферопольское поднятие, некоторые участки Новоселовского и другие — временами представляли собой, очевидно, сушу: в их разрезе выпадают отдельные ярусы или горизонты мела.

Установлено также, что Горный Крым в течение всего мела был уже областью относительного поднятия и нередко размыва [14]. Лишь Белогорский прогиб в восточной части Горного Крыма испытывал еще значительные опускания в берриасе и валанжине и там накопилось несколько сот метров терригенных, зачастую грубообломочных отложений этого возраста. Но к западу он замыкался, не достигая района Зуи.

Таким, образом, на территории Крыма к югу от Тарханкута на всей площади, прилегающей к северо-западному шельфу, меловые отложения образуют маломощный платформенного типа чехол с характерным разрезом: терригенные, песчано-глинистые отложения нижнего мела сменяются карбонатными верхнемеловыми породами. С ними связано несколько хороших отражающих горизонтов, которые прослеживаются по всей акватории. На площади Каламитского залива и несколько далее на запад они нередко сливаются друг с другом, так как здесь явно сохраняется тот же маломощный разрез мела, что и в континентальной части Крымского свода. Но уже в районе Каламитского вала (поднятия Карбышева и Ильичевское) вопрос о мощности меловых отложений становится не совсем ясен.

Мощность отложений верхнего мела, составляющая 1,5 км на


http://jurassic.ru/

Голицынском поднятии, отчетливо увеличивается, судя по многочисленным сейсмическим разрезам, к югу, в пределы Михайловской впадины, и к основанию Михайловского разлома (флексуры) достигает 2,5 км. На своде Гамбурцевского поднятия на верхнем колене этой флексуры скв. 2 прошла весь верхний мел от кровли дания до подошвы сеномана, и полная его мощность в ней составила 2550 м. Юго-восточнее, на поднятии Сельского скв. 40 прошла около 1000 м по верхнему мелу и остановлена в сантоне. Суммарная мощность дания, маастрихта и кампана в ней около 800 м, в то время как в скв. Гамбурцева 2 она достигает 960 м. Можно предполагать, что на поднятии Сельского и общая мощность мела будет несколько меньше.

Правда, здесь не вполне ясен разрез нижнего мела (и нижних ярусов верхнего). Дело в том что еще далее к юго-востоку, примерно на таком же расстоянии от скв. Сельского 40, пробурена скважина Ильичевская 2. В ней обнаружилось отсутствие верхов мела. Даний, маастрихт и, видимо, часть кампана размыты, равно как и весь эоцен и палеоцен. Майкопские глины ложатся прямо на размытую поверхность мергелей и известняков кампана. Можно, казалось бы, полагать, что здесь мы имеем дело с еще более поднятой частью южного крыла мелового Каркинитского прогиба. Однако, пройдя всего 330 м по известняково-мергельной толще кампана, сантона и возможно коньяка, скважина врезалась в мощную, более чем полукилометровую толщу вулканогенных пород — андезитовых и диабазовых порфиритов, лавобрекчий и туфов. Определения абсолютного возраста показали 90—100 млн. лет. Под вулканогенными породами пройдено более 600 м песчано-глинистой толщи сеномана и затем вскрыто 188 м верхнеальбских терригенных отложений. В них скважина, к сожалению, остановлена. Не исключено, что определения 600-метровой толщи как сеноманской неточны и, начиная от кровли вулканогенных пород, идет уже нижний мел.

В общих чертах по многим сейсмическим профилям меловой прогиб вырисовывается от поднятия Голицына на севере до Каламитского вала (поднятия Ильичевского )на юге. В первом приближении южный борт Каркинитского мелового прогиба можно намечать по этому поднятию, имея в виду, что по нижнему мелу он может оказаться еще шире. Таким образом, Михайловский разлом (флексура) является южным бортом кайнозойского, точнее, палеогенового Каркинитского прогиба. Меловой прогиб оказывается сравнительно более широким за счет южного крыла (рис. 10). Западное окончание Каркинитского мелового прогиба пока неясно.

### 4.3. Геологическое строение западного побережья

Прямых данных о строении домеловых отложений северо-западного шельфа пока почти нет. Поэтому даже для приблизительной их характеристики необходимы сопоставления с прилe-

http://jurassic.ru/

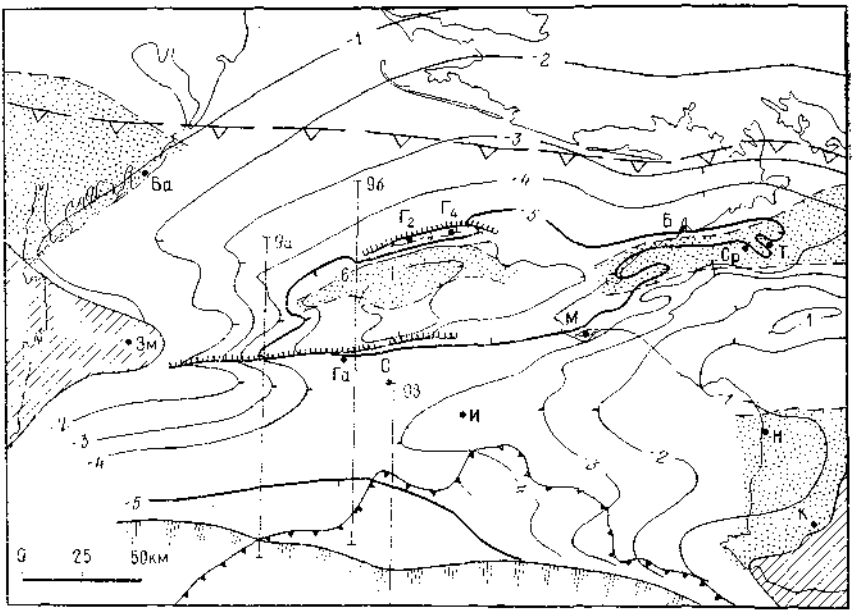



Рис. 10. Структурная карта северо-западного шельфа Черного моря по подошве мела

*1* — изогипсы по подошве мела через 1 км; *2* — области отсутствия меловых отложений; *3* — площади, на которых под меловыми породами установлены юрские или триасовые отложения; *4* — южная граница древней Восточно-Европейской платформы; *5* — бровка северного борта Западно-Черноморской впадины; *6* — разломы Михайловский и Голицынский; *7* — бровка современного шельфа; *8* — линии сейсмогеологических разрезов (индекс — номер рисунка в книге); *9* — глубокие скважины: Ба — Балабашка 1, Зм — Змеиная, Га — Гамбурцева 1, $Г_2$ — Голицынская 2, $Г_4$ — Голицынская 4; С — Сельского 40, П — Пальчевская, М — Меловая 4, Б — Борисовская, Ср — Серебрянская, Т — Татьяновская, Н — Николаевская, К — Кашпевская 2

жащими территориями, особенно с западным побережьем Черного моря.

В Молдавии и прилегающих областях Украины под чехлом кайнозойских и меловых отложений установлены неглубоко залегающие дорифейские кристаллические породы, образующие фундамент древней Восточно-Европейской платформы. Этот фундамент вскрыт опорными скважинами Каушаны и Мирное, которые обнаружили над ним также маломощный чехол рифейских (вендских) и нижнепалеозойских отложений. Последними к югу вскрыли дорифейский кристаллический фундамент скважины Яргара 110 и Ферапонтьевская 19. Обе они вошли в гранитогнейсы на глубине немногим более 2 км, вскрыв перед этим 500—600 м рифея (венда). Не дошла до кристаллических пород, вероятно, всего 200—300 м скважина Сарата 1, прошедшая в породах рифея (венда) около 400 м и остановленная на глубине 1700 м. Эти три скважины расположены почти на бровке крупного флексурного перегиба, по которому поверхность кристаллического фундамента


http://jurassic.ru/

древней платформы погружается к югу на несколько километров под Предобруджинский прогиб.

Скважина Сарата 6, лежащая всего в 15 км южнее скв. Сарата 1, прошла мощную толщу палеозоя (карбона, девона и силура) и остановлена бурением на глубине почти 5 км в кровле рифея, который в пределах Предобруджинского прогиба, как показали другие скважины (например, Лиманская 1 или Суворово 4), отличается очень большой мощностью, измеряемой уже не сотнями метров, а километрами. Скв. Чалык 106, расположенная в 30 км юго-западнее Фералонтьевской, на глубине 4800 м не вышла из отложений девона. Вероятно, от нее забоя до поверхности дорифейских гранитогнейсов остается еще не менее 2 км отложений низов девона, силура, кембрия и рифея. Таким образом, поверхность дорифейских кристаллических пород погружается в прогибе, как минимум, до глубин 7—8 км (рис. 11, *а*).

Предлобруджинский прогиб на юге примыкает к Северной Добрудже, в которой на поверхности обнажаются дислоцированные палеозойские толщи, и к продолжающему ее на северо-запад так называемому Нижнепрутскому выступу (см. рис. 8). Ширина прогиба вблизи побережья достигает 120—130 км, в наиболее узкой западной части вдоль долины р. Прут — 60 км. Глубокие скважины, пробуренные во многих пунктах прогиба, вскрывают палеозойские и триасово-юрские отложения разного возраста и весьма различной мощности. Как видно из обстоятельного исследования А. Т. Богайца и др. [36], прогиб этот образован сложным сочетанием накладывающихся друг на друга разновозрастных и разновеликих впадин.

Следует заметить, что кроме глубокого бурения, в Предобруджинском прогибе проводились в относительно широких масштабах работы КМПВ. Они приблизительно определили положение и глубину залегания преломляющих горизонтов, но стратиграфическая привязка их также очень приблизительна. Нередко при недостаточном количестве глубоких скважин и в условиях частого чередования в плане разновозрастных впадин и поднятий один горизонт принимался за другой. Так, например, известняки среднего триаса в Килийском районе первоначально были приняты за отложения силура в одном случае, девона — в другом. Кроме того, при интерпретации данных КМПВ часто и с большой легкостью, но с малым обоснованием выделяются разломы, отличающиеся большими амплитудами смещения. В одних случаях разломы проводятся по зонам флексур, иной раз даже некрутых, в других случаях намечаются просто в местах потери преломляющих горизонтов, без должного анализа причин этого явления.

Имея в виду очевидную преувеличенность всех подобных построений, необходимо, тем не менее, сделать заключение, что разломы в зонах сочленения поднятий и впадин и известная угловатость очертаний этих структур в плане, вероятно, имеют место. Просто они пока не документированы должным образом, как это требуется для картирования любой тектонической формы. Поэто-

http://jurassic.ru/

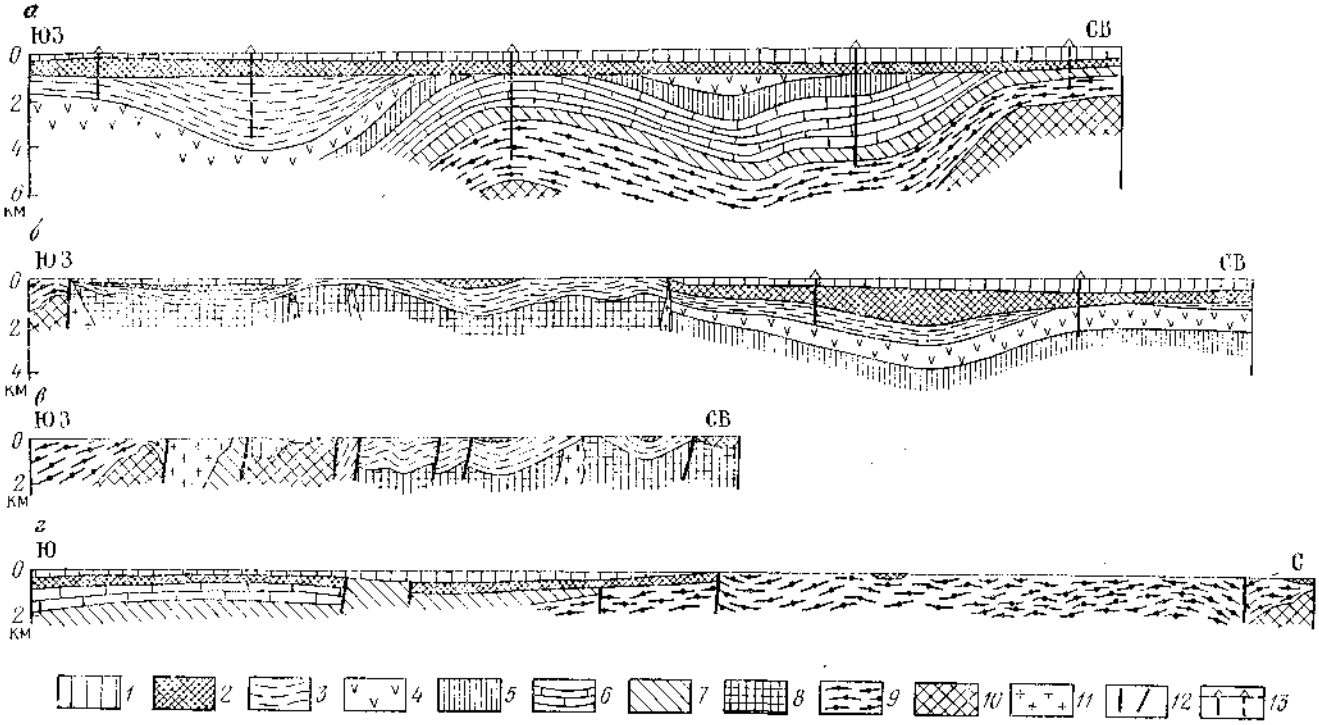



Рис. 11. Геологические разрезы (*а, б, в, г*) западного побережья Черного моря (расположение см. рис. 8). Горизонтальный масштаб в два раза мельче вертикального.

Отложения: *1* — кайнозой и мел нерасчлененные; *2* — юра; *3* — триас; *4* — пермь (местами и нижний триас); *5* — карбон; *6* — девон; *7* — силур — ордовик; *8* — палеозой; *9* — рифей (включая венд); *10* — архей — протерозой; *11* — граниты; *12* — разломы; *13* — скважины

http://jurassic.ru/

му сейчас, к сожалению, мы не можем изобразить их на карте и показать на разрезе (см. рис. 11, *а*). Но угловатые в плане и ступенчатые в разрезе очертания Килийского поднятия, уверенно откартированные по кровле мела при помощи геологически высокоинформативного метода ОГТ, наводят на мысль о вероятности подобных форм и у крупных структур Преддобруджинского прогиба.

Центральная Добруджа представляет собой горст, нередко именуемый Добруджинским выступом, ограниченный с северо-востока и юго-запада приблизительно параллельно простирающимися разломами Печеняга — Камена и Капидава — Овидиу. Ширина выступа между этими разломами составляет не более 50 км. Он сложен «зелеными сланцами» рифея. Это песчаники, алевролиты, хлоритовые глинистые сланцы и филлиты. Встречаются прослои конгломератов и гравелитов, очень редко — пропластки туффитов. Породы эти смяты в линейные складки примерно широтного простирания. Складки очень пологие, углы наклона крыльев, судя по данным геологической съемки масштаба 1:200 000, не превышают 10—20° (см. рис. 11, *г*). Мощность этой серии оценивается в 5 км, но способы оценки из имеющейся литературы неясны.

Южный край выступа образован разломом Капидава — Овидиу, по которому кровля рифейских «зеленых сланцев» опущена на 300—400 м и перекрыта юрскими и меловыми известняками. Несколько севернее этого района на поверхности выступа в двух вытянутых параллельно разлому синклиналях сохранились маломощные юрские известняки — остаток чехла, очевидно, покрывавшего ранее весь рифейский выступ. Далее к югу от разлома Капидава — Овидиу поверхность рифея несколькими ступенями погружается на большую глубину, над ней появляются отложения силура, девона, карбона и т. д., образующие палеозойский осадочный чехол Мизийской плиты (см. рис. 11, *г*).

Северный край Добруджинского рифейского выступа имеет иной характер. Здесь относительно слабо дислоцированные рифейские толщи по разлому Печеняга — Камена сочленяются с полосой сильно дислоцированных палеозойских и докембрийских пород Северной Добруджи. Особенно характерно проявляются эти дислокации в северо-западной части Северной Добруджи — в зоне Мэчин. В этой зоне, имеющей ширину всего около 20 км и протяженность 50—60 км, обнажаются крутопадающие, разделенные многочисленными разломами разновозрастные толщи. Здесь в нескольких блоках выходят протерозойские гнейсы, слюдяные сланцы и амфиболиты. Обоснованный фаунистически палеозой начинается силурийскими филлитовидными аргиллитами и черными криноидными известняками. Мощность силура, по данным геологической съемки, 500—700 м. А. А. Белов указывает мощность до 1200 м. На силуре согласно залегают отложения девона, представленные всеми тремя отделами, общей мощностью 600—650 м. Это песчаники и кварциты, аргиллиты, известковистые сланцы, извест-

http://jurassic.ru/

няки с конодонтами. В отдельном тектоническом блоке залегает каменноугольная серия «карапелит», представленная красноцветными граувакками и конгломератами, а также толщей черных аспидных сланцев. По оценке румынских геологов, мощность их около 1000—1200 м. А. А. Белов, изучивший разрез серии «карапелит», полагает, что к карбону относятся черные сланцы (мощность которых он оценивает в 2000 м), а красноцветные молассы, считающиеся низами «карапелита», имеют скорее всего пермский возраст. Он отмечает, что не видел нормального контакта или чередования этих двух формаций, что они разделены разломом.

Отличительной особенностью зоны Мэчин являются также многочисленные тела гранитоидов, по возрасту разделяющиеся на две группы — девонские и каменноугольные. Широкое распространение гранитов палеозойского возраста ограничивается зоной Мэчин. В другой зоне Северной Добруджи — зоне Тулча пока установлены лишь редкие интрузии девонских гранитоидов.

Зона Тулча отличается широким развитием с поверхности триасовых отложений, среди которых лишь в сводах некоторых антиклиналей обнажаются породы палеозоя. С этой точки зрения к зоне Тулча следует отнести и так называемый Бабадагский грабен, в котором маломощный чехол верхнего мела лежит также почти повсюду на триасовой толще (см. рис. 9, 5). Судя по отдельным выходам, палеозой зоны Тулча напоминает зону Мэчин. Здесь обнажаются сходные породы силура, девона и гнейсы докембрия. Нет лишь пород серии «карапелит» и, как уже упомянуто, значительно меньше палеозойских гранитоидов. Ширина зоны Тулча достигает 30 км, а вместе с Бабадагским грабеном не превышает 50 км.

Обращает внимание малая сравнительно мощность всех систем и отделов палеозоя как в зоне Мэчин, так и в зоне Тулча. Например, отложения девона сложены по существу неметаморфизованными осадочными породами, сходными с девонскими толщами Преддобруджинского прогиба; в какой-то мере сходны они даже в последовательности смены пород по разрезу. При этом суммарная мощность всех отделов девона в зонах Мэчин и Тулча не достигает и 1000 м, в то время как в Преддобруджинском прогибе в наиболее прогнутых участках превышает 2 км. То же относится и к силуру, и к карбону, и к перми (если прав оказался в своих предположениях о пермском возрасте красноцветов «карапелита» А. А. Белов). Таким образом, отсутствует главный признак геосинклинального развития Северной Добруджи в палеозое — большие мощности и специфический формационный характер отложений. Зона Мэчин представляет собой в палеозое действительно «внутрикратонный» прогиб, узкий и небольшого протяжения.

Триас зоны Тулча также не дает оснований для толкования Северной Добруджи как области киммерийской геосинклинали и складчатости. Здесь мощность триаса существенно меньше, чем в Преддобруджинском прогибе, и так же, как в разрезах палео-



http://jurassic.ru/

зоя, наблюдается сходство в последовательной смене литологических комплексов. Нижний триас небольшой мощности представлен в зоне Тулча известковистыми сланцами, конгломератами и кварцевыми песчаниками. В Преддобруджинском прогибе он не вскрыт бурением — скважины до него не дошли. Средний триас, известняковый в обоих зонах, имеет мощность всего 100—200 м в зоне Тулча и достигает почти километра в Преддобруджье (скв. 383 близ г. Килия). Верхний триас, флишеподобный в зоне Тулча, представлен и в Предлобруджье сходной толщей песчано-алевритовых пород, аргиллитов, известняков, мергелей. Но в то время как флишеподобная толща Налбант имеет максимальную мощность около 500 м, верхний триас в скв. Килия 5 достигает 2 км. Отличие заключается лишь в том, что в верхнем триасе зоны Тулча, особенно в северо-западной ее части, широко развиты эффузивы — риолиты и базальты, общей мощностью 200—300 м.

По в целом мощность триаса в зоне Тулча по крайней мере втрое меньше, чем в прогибах Преддобруджья. Складчатость триасовых пород Тулчи в описаниях обычно преувеличена. На рис. 11, *в* видны фактические деформации триаса, как они зафиксированы на разрезах к геологической карте Румынии масштаба 1:200 000 — это очень пологие и простые складки.

Нет оснований для широко распространенных представлений о Северной Добрудже, как о палеозойской или киммерийской складчатой области. Ее размеры мощность и состав осадочных толщ, наконец, дислокации не позволяют отнести ее к такому рангу структур. Соответственно Преддобруджинский прогиб не имеет оснований именоваться предгорным или краевым. Еще менее обоснованы недавние построения А. Я. Дубинского и П. А. Мацелко, считающих и всю Добруджу (включая центральный горст и структуры Южной Добруджи), и Преддобруджинский прогиб областью палеозойской складчатости.

На самом деле поднятия и впадины Преддобруджинского прогиба и Южной Добруджи сходны по характеру как друг с другом, так и со структурами Валахской впадины. Это единая область Мизийской платформы, со сходно развитым разрезом палеозоя, с относительно изометричными и довольно крупными по амплитуде поднятиями и впадинами разного возраста и отнюдь не геосинклинального характера. Вся эта область испытывала значительные погружения еще в рифее. В выступе Центральной Добруджи определяют мощность рифея до 5 км. В Преддобруджинском прогибе полная его мощность неизвестна. Однако только верхняя часть рифейских отложений — венд — достигает здесь 2 км вскрытой мощности. Граниты, пройденные скважинами Суворово 4 и Ореховка под вендом, вполне могут оказаться рифейскими. Они так и оценивались большинством исследователей и лишь в последнее время их предположительно относят к среднему протерозою [36], хотя никаких прямых данных для этого не получено.



http://jurassic.ru/

Таким образом, можно заключить, что Западное Причерноморье к югу от Восточно-Европейской платформы начиная с рифея было областью интенсивных опусканий. Мощные толщи осадков отлагались здесь и в течение всего палеозоя, заполняя отдельные впадины, в довольно сложных соотношениях накладывавшиеся друг на друга. Центральная и Северная Добруджа образуют в палеозое относительное поднятие, однако в триас-юрское время Северная Добруджа вновь опускается. Преддобруджинский прогиб, как мы уже видели, представляет собой чередование палеозойских впадин и относительных поднятий разного возраста. На них наложились два триасовые прогиба обширная и довольно глубокая юрская впадина, приуроченная к южной части прогиба.

Юрские отложения Преддобруджинского прогиба начинаются среднеюрскими песчаниками, глинами и алевролитами. Мощность этой толщи меняется от 100—200 м до 1000 м и более в прогнутых частях впадин. Выше лежат келловейские известняки, сменяющиеся мергелями и известняками оксфорд-кимериджа. Их мощность также превышает 1000 м в осевых частях юрских впадин. Завершается разрез юры пестроцветными отложениями с гипсом и ангидритом кимеридж-титонского возраста. Верхние свиты этой серии относят теперь к нижнему мелу (до баррема включительно). Так же оценивают возраст соленосных пестроцветов Сулинского прогиба и румынские геологи. Максимальная мощность этих отложений — несколько сот метров. Юрский Преддобруджинский прогиб распадается на три впадины — Сулинскую, Алуатскую и Бырладскую, которая в пределы СССР заходит лишь своей восточной периклиналью; основная ее часть лежит на территории Румынии. Контуры юрского прогибания изображены изопахитами на рис. 8. За пределами изопахиты 1 км юрские отложения распространены еще довольно далеко к северу, но заметно уменьшаются в мощности.

### 4.4. Строение домеловых отложений северо-западного шельфа

Перечислим сначала те основные структуры Преддобруджинского прогиба, которые прослеживаются до береговой линии и переходят в пределы северо-западного шельфа. К югу от краевой флексуры древней платформы, выходящей к шельфу в устье Днестровского лимана, располагается Тузловская впадина. Вероятно, в ней достаточно мощные отложения рифея и силура (судя по скв. Сарата 6 и Лиманской 1), но достоверно она отличается мощным развитием девона (вероятно более 2 км), карбона (1600 м) и неясной мощностью перми. Западнее Тузлов располагается пермская Татарбунарская впадина с мощнейшей толщей терригенновулканогенной перми (скважина прошла по ней 2900 м, не выйдя из нее). В 25 км восточнее, в скв. Тузлы 2 пермь отсутствует полностью — под юрой скважина вскрыла сразу среднекаменноугольные песчаники. Еще в 20 км восточнее, на берегу


http://jurassic.ru/

моря в Балабановской скв. 1 пройдено 450 м перми и скважина в ней остановлена.

На юге Тузловская впадина сочленяется с Лиманским поднятием, в котором под юрой вскрыты отложения девона (1300 м), силура (550 м) и рифея (более 1700 м вскрытой мощности).

Еще южнее вновь лежит глубокая впадина (назовем ее Сасыкской), в которой только триаса более 2,5 км (скв. Килийская 5). Под ним можно ожидать и достаточно мощную пермь, и отложения остальных систем палеозоя. Во всяком случае, на Килийском поднятии, разделяющем эту впадину с Сулинской, в пределах Румынии в скв. Росетти на глубине около 2 км вскрыт под триасом карбон.

Это поднятие трассируется в море на о. Змеиный. К югу лежит последняя впадина Преддобруджинского прогиба — Сулинская. В ней мощно развиты, в отличие от вышеописанных структур, юрские отложения, под ними триас, вероятно не такой мощный, как в Сасыкской, и ниже палеозой (карбон вскрыт к северу от впадины, девон обнажается в ее южном борту, по границе с зоной Тулча).

Все перечисленные крупные структурные формы перекрыты чехлом юры, мощность которого постепенно уменьшается к северо-востоку от 700 м у скв. Килийская 5 до 80 м в скв. Балабановской. Далее на восток, в пределах северной части шельфа, на временны́х разрезах МОГТ записана повсюду в верхнем интервале времен моноклиналь. На севере ее в скв. Тендровская мел ложится прямо на докембрий. В скважинах поднятия Голицына верхний мел налегает на рифей. Западнее, в так называемом Крыловском прогибе упомянутая моноклиналь кайнозойских и меловых отражающих горизонтов упирается на юге в характерные крутые борта крупного Килийского поднятия, в середине которого расположен о. Змеиный, сложенный породами девона.

Судя по угловатым, ступенчатым краям Килийского поднятия можно думать, что на всей его площади палеозойское основание залегает неглубоко. И поскольку под меловыми отражающими горизонтами на всей очерченной таким образом площади близко залегающих к подошве мела прогнутых поверхностей не наблюдается (о более глубоких отражениях речь пойдет далее), можно предполагать, что и юрские отложения в этой части шельфа, если и присутствуют, то мощность их незначительна.

Иначе обстоит дело с Каркинитским прогибом. К югу от Голицынского поднятия на временных сейсмических разрезах рисуется четкий и глубокий прогиб, нижние горизонты в котором, по ориентировочным прикидкам возможной мощности нижнего мела, вполне могут оказаться юрскими (см. рис. 9, *б*). В наземной части Каркинитского прогиба, на Бакальской и Татьяновской площадях в последнее время в разрезах скважин под мелом установлены триасовые отложения, а в одной из скважин обнаружены и красноцветы, очень похожие на верхнеюрские отложения Преддобруджинского прогиба. Красноперекопская скважина 2 прошла



http://jurassic.ru/

под нижним мелом более 400 м чередования аргиллитов, песчаников, алевролитов с прослоями кварцевых порфиров. Условно эта толща относится к триасу — юре. В первом приближении можно думать, что под Каркинитским меловым прогибом располагается более древний, триасово-юрский, возможно лежащий в одном ряду с подобным же прогибом, в плане почти совпадающим с Азовским валом.

В пределах Равнинного Крыма это, по-видимому, неширокий прогиб: северный его борт определяется положением скв. Борисовская 1, в которой под мелом, на глубине почти 5 км вскрыты вероятно рифейские породы, аналогичные пройденным скв. Голицынская 4. Южным бортом является северное крыло Новоселовского поднятия (другими словами Крымского свода). Целым рядом скважин здесь вскрыты на глубину до 2 км под подошвой мела различные, в той или иной степени метаморфизированные сланцы, в которых в двух скважинах определены каменноугольные споры. Следует полагать, что Новоселовское поднятие сложено палеозоем и вместе с Симферопольским образует наиболее поднятую часть Крымского свода.

С юга это поднятие отделяется от очень глубокого[1] громадного Таврического грабена широтно простирающимся разломом. Вероятнее всего, этот разлом к западу от Симферополя сохраняет свое простирание до самого берега Каламитского залива, до скв. Николаевская, прошедшей более 2 км по отложениям нижней — средней юры, очень похожим по облику на таврическую серию, и из них не вышедшей. К северу от нее, в Евпатории и Саки, скважины на небольшой глубине под мелом вскрывают известняки перми или среднего триаса [36], определяя тем самым северный борт таврического прогиба.

Традиционное изображение глубинного разлома, ограничивающего с северо-запада Горный Крым, при ближайшем рассмотрении оказывается ни на чем не основанным, кроме предположения, что горная страна от равнины должна отделяться глубинным разломом. В самом деле, нет ни геологических наблюдений, фиксирующих подобный разлом, ни геофизических исследований между Симферополем и Севастополем, которые бы его устанавливали. Во всех публикациях, в которых он изображается, он либо показывается как структура давно и хорошо всем известная, либо говорится вскользь, что он проводится «по геофизическим данным».

Фактически крупные структуры Горного Крыма имеют широтное простирание. Маломощные «квазиплатформенные» отложения мела и палеогена, имеющие, кстати сказать, несмотря на малую мощность, очень полный стратиграфический разрез от валанжина до олигоцена, ложатся на северо-западном крыле несогласно на

[1] Скв. Качинская 2 глубиной более 4 км не вышла из таврической серии, пройдя, по предварительной оценке, 2300 м по нижней юре и более 1700 м по верхнему триасу.



http://jurassic.ru/

более древние породы, преимущественно на таврическую серию, как бы срезая структуру Горного Крыма наискось к простиранию. Они лежат очень полого; известны выразительные примеры ингрессивного залегания апта в древнем рельефе поверхности таврической серии [14]. По мере удаления от гор породы мела и палеогена еще более выполаживаются и образуют плоский чехол Альминской впадины, переходя в практически горизонтально лежащий покров в пределах шельфа. Судя по скважине в Николаевке и обнажениям таврической серии в основании континентального склона юго-западнее Севастополя [50], на всем этом протяжении в пределы акватории протягивается на запад прогиб, выполненный отложениями таврической серии. Его дальнейшее продолжение неясно. Неопределенными отражениями в северных концах региональных профилей МОГТ как будто намечается северное его крыло (см. рис. 10).

Обращаясь к палеозойским отложениям северо-западного шельфа, мы встречаемся, естественно, с еще большими неясностями. Достаточно определена здесь лишь одна граница: край Восточно-Европейской платформы, южнее которого начинается обширная область развития мощных, хотя и неравномерно распределенных отложений рифея, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Этот край представляет собой громадную флексуру, по которой поверхность дорифейских кристаллических пород, образующих фундамент древней платформы, погружена по крайней мере на 5—6 км. Погружение происходит на коротком расстоянии в 15—20 км. Оно фиксировано скважинами и отчетливо трассируется на карте аномального магнитного поля по исчезновению характерных для древней платформы интенсивных долготных аномалий (см. рис. 4). Эта флексура или зона разломов (структуры, в общем всегда неразрывно связанные) и есть единственная геологически реальная южная граница Восточно-Европейской платформы. К югу от нее появляются структуры объективно иные, чем на древней платформе: глубокие, но небольшие по площади, часто чередующиеся друг с другом разновозрастные впадины и поднятия. Резко возрастают мощности отложений, возникает неясность в характере рифея — платформенный он или нет. Продолжающиеся до сегодняшнего дня попытки отыскать границу древней платформы южнее флексурной зоны неизбежно приводят к различным, но одинаково субъективным вариантам.

Палеозойские структуры западного побережья достаточно подробно описаны в предыдущем разделе. Палеозой Крыма известен гораздо хуже, прежде всего потому, что Крым испытал гораздо большие послепалеозойские опускания. В самом деле, Горный Крым представляет собой даже теперь, когда он превратился в горную страну, очень крупный прогиб, в котором подошва триасовых отложений опущена по крайней мере на 4—5 км ниже уровня моря. Северную часть Равнинного Крыма также занимает глубокий мезозойско-кайнозойский прогиб, в котором на абс. глубинах 4—5 км вскрываются только юрские или триасовые породы,

http://jurassic.ru/

а мощность их не выяснена. Естественно, что о палеозое под этими прогибами пока ничего не известно. И только на Крымском своде скважины вскрывают по-видимому домезозойские породы, но и то лишь условно палеозойские и условно рифейские. Сходства между ними и палеозойскими отложениями Преддобруджинского прогиба или Северной Добруджи практически нет. Надежных признаков их возрастной принадлежности тоже нет. Лишь по структурным соотношениям со смежными прогибами видно, что это породы более древние.

Таким образом, интерполяция между западным и восточным побережьем шельфа для палеозоя по существу невозможна. Мы видели выше, что она очень трудна и для триасовых и юрских отложений. Для них она будет возможна лишь при условии проведения целенаправленных региональных сейсморазведочных работ МОГТ с более мощными излучателями и высокой тщательностью выполнения. При этом может оказаться возможной и экстраполяция на какое-то расстояние палеозойских структур западного побережья.

### 4.5. Строение западного шельфа

Первые геофизические исследования в болгарской части западного шельфа были проведены в 1960 г. Крупные советские экспедиции 1969—1972 гг. («Южморгеология») охватили сейсморазведкой МОВ, частично КМПВ и МОГТ, а также другими геофизическими работами весь болгарский шельф. Эти исследования выявили многие особенности геологического строения шельфа. Результаты их были опубликованы в ряде статей И. Ф. Глумовым, Цв. Велчевым, В. И. Головинским, Хр. Дачевым и др. В последующие годы на болгарском шельфе экспедициями Академий наук СССР и НРБ проводились геолого-геоморфологические, литодинамические и другие специальные исследования. В 1979 г. опубликована коллективная монография, в которой подробно изложены результаты этих работ, а также обобщены данные о глубинном строении шельфа и прилегающей части глубоководной впадины, полученные в предыдущих геофизических исследованиях [12]. В 1977—1978 гг. на болгарском шельфе работали болгаро-советские экспедиции, организованные МГУ, которые провели здесь сейсмоакустику и отбор донных проб. Материалы этих работ опубликованы в специальном сборнике [17]. В 1976—1979 гг. советской экспедицией так же, как и предыдущие, укомплектованной специалистами «Южморгеологии», в северной части болгарского шельфа проведены детальные сейсморазведочные работы МОГТ, перекрывшие всю предшествовавшую сеть профилей, существенно уточнившие и расширившие данные о геологическом строении морского продолжения Мизийской плиты и Нижне-Камчийского прогиба. Результаты этих работ были частично отражены в публикациях П. Г. Бокова, Р. А. Огнянова, Е. Н. Дранников-



http://jurassic.ru/

ва, Л. А. Брюкнера и др. [17] и наиболее подробно в статье В. Андреева и др. [40].

Мизийская плита, на которой располагается Северная Болгария, изучена в пределах суши очень подробно. В основании ее залегают всюду, где удалось их достичь, метаморфизованные рифейские толщи. Зеленокаменные сланцы этого возраста слагают с поверхности выступ Центральной Добруджи. Южной его границей является разлом Капидава — Овидиу, по которому рифейские сланцы контактируют с горизонтально лежащими юрскими и меловыми нормальноосадочными породами, образующими верхнюю часть разреза Мизийской плиты. Мощность юры и мела возле разлома достигает 300—400 м, а к югу еще в пределах Румынии увеличивается до 700—900 м. Вначале они лежат на рифейских слоях, затем поверхность рифея ступенеобразно погружается (вероятно также по разломам) и под юрой скважины вскрывают аргиллиты и известняки силура. Еще южнее, у Мангалии, устанавливается еще одна ступень, на которой между силуром и юрой залегает глинисто-карбонатная толща девона мощностью до 600—700 м (см. рис. 11, *е*).

В северо-восточной части Болгарии располагается так называемый Крапец-Кардамский вал, который по существу представляет собой еще более погруженную ступень. Глубоким бурением на нем под юрой вскрыт уже очень мощный девон (2,5 км и более). Таким образом, в палеозойской структуре Крапец-Кардамский вал является таковым лишь по отношению к южнее расположенной Варненской впадине. По сравнению с более северными смежными участками Мизийской плиты он оказывается глубоко опущенной структурой. Слабый антиклинальный изгиб пород, слагающих Крапец-Кардамский «вал», так же как сходный изгиб, который испытывают и породы Мангалийского участка, не может скрыть главной структурной особенности этих форм — их ступенеобразного положения по отношению друг к другу и к расположенным севернее и южнее Центрально-Добруджинскому выступу и Варненской впадине.

С запада Варненскую впадину ограничивает Северо-Болгарский свод, представляющий собой одно из наиболее крупных поднятий Мизийской плиты. Пока лишь на нем в пределах Северной Болгарии скважинами вскрыты породы ордовика и силура (скв. Ветрино 2), представленные аргиллитами и алевролитами с прослоями известняков. Вскрытая мощность ордовика немного более 100 м, и полностью он не пройден, мощность силура достигает 2 км. По краям свод перекрывается отложениями девона, на южном его крыле появляются терригенно-карбонатные соленосные толщи перми, достигающие вблизи фронтальных складок Старой Планины мощности более 2 км (скв. Аспарухово).

Варненская впадина — наиболее крупная тектоническая форма Мизийской плиты в восточной части Болгарии. Сочленяясь с Крапец-Кардамской ступенью и Северо-Болгарским сводом крупными флексурными перегибами или разрывными зонами, она сущест-

http://jurassic.ru/

венно прогнута по сравнению с ними. Силур и девон, залегающие в указанных поднятиях непосредственно под карбонатной толщей мальм-валанжина, в Варненской впадине не достигаются самыми глубокими скважинами. Она выполнена мощными толщами карбона (до 2,5 км), перми (1,5 км) и триаса (более 2 км). Как и в менее опущенных участках Мизийской плиты, в Варненской впадине палеозой и триас несогласно перекрываются неповсеместно развитыми аргиллитами средней (частично нижней) юры и очень выдержанным мальм-валанжинским карбонатным комплексом (400—800 м). Над ним лежат меняющейся, но по преимуществу небольшой мощности меловые и кайнозойские отложения.

Северо-болгарский шельф занимает восточную часть Варненской впадины и Крапец-Кардамской ступени («вала»). Детальными сейсморазведочными работами на нем выяснено залегание пермотриасовых отложений [40]. Они образуют в пределах Варненской впадины несколько подчиненных структур: Каварненско-Тюленевскую и Ушаковскую депрессии и разделяющий их Западно-Черноморский вал. Севернее выделяется еще Южно-Добруджинский вал, в основном лежащий на суше и выходящий на шельф восточной периклиналью. Все эти структуры пологие, наклон крыльев их измеряется первыми градусами. Несогласно перекрывающая эти структуры карбонатная толща мальм-валанжина залегает еще более спокойно, очень полого погружаясь в пределах шельфа к югу и востоку. На краю шельфа она более круто перегибается к юго-востоку, образуя континентальную флексуру на борту Западно-Черноморской впадины (рис. 12, *г*). Такой же относительно крутой флексурообразный перегиб закартирован и к югу, в Нижне-Камчийский прогиб. Вдоль бровки этой флексуры от береговой части прогиба тянется цепочка локальных антиклинальных поднятий, получившая название Равногорского вала [40]. По существу, перегиб в сторону Нижне-Камчийского прогиба и в сторону Западно-Черноморской впадины — это одна протяженная флексура, возможно осложненная разрывами. Только в направлении на юг на суше точно зафиксировано увеличение мощности перми, а также мела, и по крайней мере сохранение мощности мальм-валанжина, а в сторону собственно Западно-Черноморской впадины на континентальном склоне происходит возможно, уменьшение мощности меловых и мальм-валанжинских отложений (см. рис. 12 *б, в*).

На меридиане мыса Калиакра описанные структуры шельфа пересекаются долготным Калиакренским разломом, который к северу прослеживается на суше вдоль побережья до г. Шабла. Это сброс амплитудой до 500—700 м по мальм-валанжинской толще с опущенным западным крылом. Мощности мальм-валанжина, остального мела и эоцена на обоих крыльях этого сброса не меняются, из чего можно сделать вывод о его молодом, олигоцен-миоценовом возрасте. В результате относительного подъема его восточного крыла, по породам мальм-валанжина образовались



http://jurassic.ru/

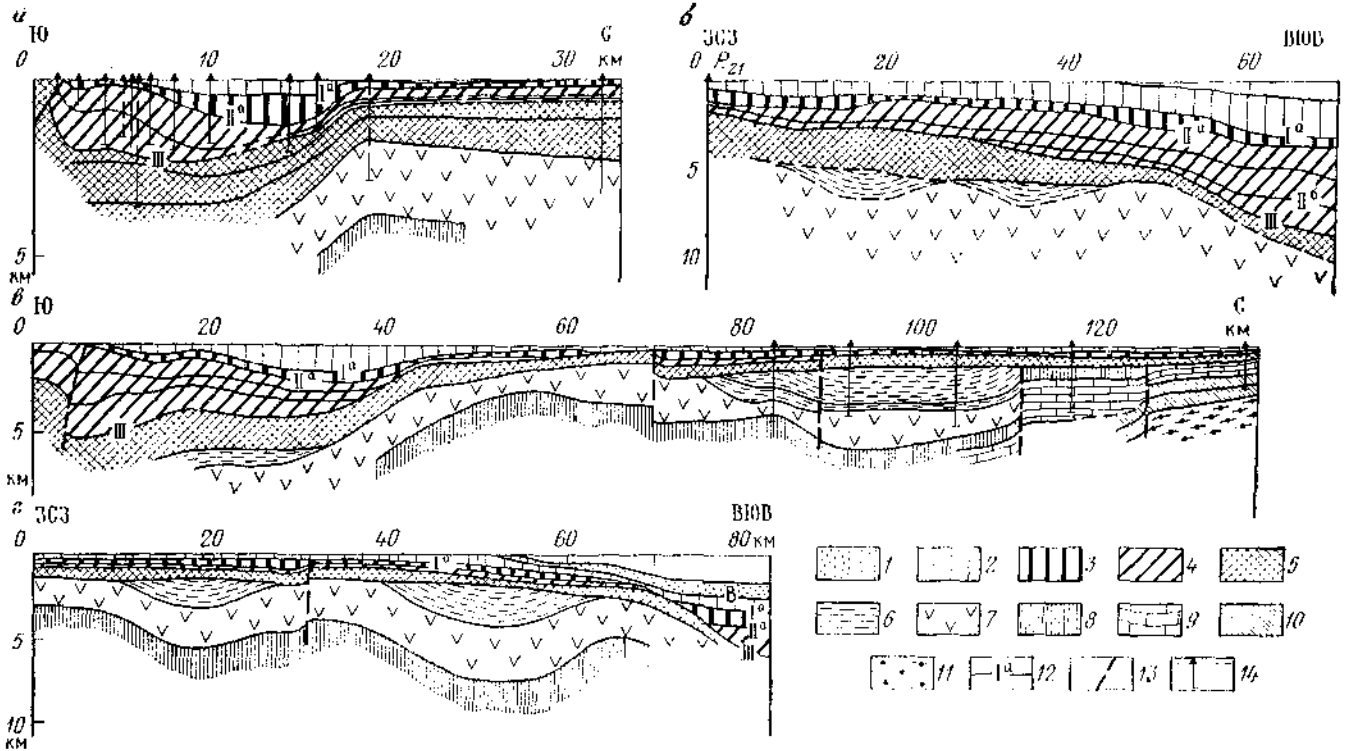



Рис. 12. Сейсмогеологические разрезы (*а, б, в, г*) болгарского шельфа и побережья Черного моря (расположение см. рис. 8)

Отложения: *1* — антропоген; *2* — неоген; *3* — майкопская серия; *4* — палеоцен — эоцен; *5* — юра и нижний мел; *6* — триас; *7* — пермь; *8* — карбон; *9* — девон; *10* — силур — ордовик; *11* — рифей; *12* — отражающие горизонты; *13* — разломы; *14* — скважины

http://jurassic.ru/

Тюленовское и Шабленское локальные поднятия. На северном борту Нижне-Камчийского прогиба этот сброс, по-видимому, затухает и далее на юг не следится.

Строение Нижне-Камчийского прогиба подробно исследовано скважинами на суше (см. рис. 12, *а*). Хорошо видно несимметричное заполнение прогиба отложениями эоцена. Традиционно считается, что в этом прогибе не только олигоцен, но и верхний эоцен представляет собой молассовые образования и что прогиб начал формироваться как краевой с верхнего эоцена. Однако в последнее время высказана мысль, что литологически весь эоцен прогиба одинаков — это чередование мергелей, аргиллитов, песчаников и конгломератов. Более того, в разрезе нижнего эоцена скважиной Самотино Р-54 вскрыта толща конгломератов мощностью 470 м. Таким образом, как полагают Л. А. Брюкнер и др. [17], Нижне-Камчийский прогиб зародился еще в начале палеогена. П. Г. Боков и Р. А. Огнянов в 1979 г. обратили внимание на то, что верхний эоцен, резко уменьшаясь в мощности к северному борту прогиба (от 1 км до 120—130 м), одновременно меняется литологически — исчезают песчаники и конгломераты и весь разрез представлен чистыми мергелями с планктонными фораминиферами. В то же время здесь наиболее мощны отложения олигоцена. Указанные авторы видят в этих изменениях литологии и мощности верхнего эоцена признак существования в то время глубокого некомпенсированного прогиба. Отсюда они приходят к мысли, что «верхнеэоценовый век является важным этапом формирования всей Черноморской впадины». В какой-то мере ими подмечен тот факт, доказанный теперь региональными работами МОГТ, что Черноморская впадина формировалась по крайней мере с начала кайнозоя.

Несимметричность строения эоцен-палеоцена, увеличение его мощности к юго-западному борту прогиба и уменьшение к северо-восточному отчетливо наблюдается и на шельфе (см. рис. 12). При этом, погружаясь в сторону Западно-Черноморской впадины, прогиб постепенно расширяется и сливается с ней.

Вдоль юго-западного борта в эоцен-олигоценовых отложениях Нижне-Камчийского прогиба тянется так называемая Самотинская зона пологих антиклинальных складок, которая, по-видимому, может быть прослежена к юго-востоку и за пределы шельфа.

Юго-западный борт Нижне-Камчийского прогиба крутой, на суше осложнен надвигом северного крыла Бяленской антиклинали. Можно полагать, что разрывы надвигового типа имеют место и на шельфе, но сейсмопрофили МОГТ не могут зафиксировать такие структуры. Однако резкого изменения мощностей палеоцена — эоцена и мела по этой границе не происходит. Эоценовые и меловые породы к югу приобретают характер флиша и смяты в относительно крутые складки, причем северные крылья их по большей части разорваны и надвинуты к северу. Наиболее крупной антиклиналью, сложенной меловым флишем, является Емин-


http://jurassic.ru/

ская; она определяет собой осевую часть антиклинория Стара-Планины.

В пределах шельфа она изгибается в плане к юго-востоку и довольно быстро погружается, но продолжение ее прослеживается далеко по более молодым отложениям. Однако сейсмическая изученность шельфа здесь существенно меньше, профилей МОГТ практически нет, а работы комплексом АНАП и сейсмоакустические исследования дают гораздо менее глубинную и точную информацию. То же относится и к Бургасскому прогибу. Восточное окончание Стара-Планины и морское продолжение Бургасского прогиба описаны в работах болгарских и советских геологов [12, 17].

Если антиклинорий Стара-Планины в восточной своей приморской части сложен флишевыми толщами мела и палеогена, то Бургасский синклинорий выполнен преимущественно вулканогенными верхнемеловыми породами — андезитами и их туфами, которые чередуются с карбонатными и глинистыми пачками. Многочисленны небольшие интрузии гранодиоритов, сиенитов и монцонитов. К северу вулканогенные породы, по-видимому, фациально замещаются одновозрастными флишевыми образованиями, хотя между Стара-Планиной и Бургасским синклинорием предполагается Забалканский глубинный разлом. Южным ограничением Бургасского синклинория является северное крыло массива Странджа, на древних метаморфических породах которого залегают сравнительно маломощные отложения триаса, юры и нижнего мела.

Бургасский кайнозойский прогиб ложится на описанные верхнемеловые вулканогенные толщи. На сушу он заходит лишь небольшим языком, а основная его часть располагается на шельфе. Наиболее погруженная его часть смещена к востоку, прогнутость его невелика: кровля мела по оси прогиба лежит на глубинах от 1 км возле Бургасского залива до 3—3,5 км на широте м. Игнеада. За пределами болгарского шельфа пробурены две глубоких морских скважины, в северной из которых, Игнеаде, кровля мела не достигнута при глубине скважины 3109 м, а в южнее расположенной скв. Караденiз на абс. глубине 2511 м вскрыты верхнемеловые мергели, а на 2530 м — андезиты. Она задана, видимо, на западном борту прогиба. Далее прогиб открывается в Западно-Черноморскую впадину.

Древний континентальный склон — флексурный перегиб меловых, эоценовых, майкопских, неогеновых слоев от шельфа в Западно-Черноморскую впадину — почти совпадает с крутыми участками современного континентального склона. На этих крупных флексурах наблюдается характерное выклинивание эоценовых и майкопских отложений. Будучи относительно маломощными на шельфах и очень мощными в Западно-Черноморской впадине, они на соединительном крыле флексуры не выражаются на временных разрезах МОГТ, что означает либо полное их отсутствие, либо ничтожную мощность (см. рис. 9, *в* и рис. 12, *г*). В южной части болгарского шельфа, начиная от Нижне-Камчийского прогиба

http://jurassic.ru/

и далее на погружении Стара-Планинского антиклинория и в Бургасском прогибе, выклинивания палеогеновых и неогеновых отложений на перегибе континентального склона не наблюдается (см. рис. 12, *б*), за исключением небольшого участка, где утоняется до нулевых мощностей майкопская (олигоценовая) толща.

Иначе построен континентальный склон дунайского сектора шельфа. Древние континентальные флексуры прикрымского и северо-болгарского участков продолжаются в глубь современного шельфа, сходясь почти под прямым углом приблизительно против Бабадагского мелового грабена (см. рис. 8). Точное положение их в пределах румынской части западного шельфа неизвестно, поскольку практически никаких сведений о геолого-геофизических исследованиях этой акватории не публикуется. Но экстраполяция имеющихся и опубликованных данных о геологическом строении северо-западного и болгарского шельфов, а также глубоководной впадины уже позволяет в первом приближении сделать такое заключение. Шельф в этом треугольнике сложен мощной толщей четвертичных отложений, преимущественно дельтовых (см. рис. 9, *г*). Максимальная мощность их достигает здесь, по сейсморазведочным данным, почти 3,5 км (см. рис. 42). Северная часть этой дельты лежит за пределами палеоген-неогеновой впадины, на Краевой ступени, опустившейся уже в четвертичное время.

## ГЛАВА 5. КРЫМСКО-ТАМАНСКИЙ РАЙОН

Наиболее характерной чертой тектоники Крымско-Таманского района является олигоцен-миоценовый (майкопский) прогиб сложного в плане строения, окаймляющий и разделяющий мегантиклинории Западного Кавказа и Горного Крыма (см. рис. 1). Поскольку почти половина площади прогиба расположена в акваториях Черного и Азовского морей, изучение его началось, естественно, на суше. Это обстоятельство, а также различные соотношения отдельных частей прогиба с мегантиклинориями Кавказа и Крыма привели к тому, что части эти получили различные названия: Индоло-Кубанский, Керченско-Таманский прогибы и прогиб Сорокина.

Вместе с тем они получили и различные тектонические определения. Так, М. В. Муратов указывал, что Индоло-Кубанский прогиб наряду с Прикарпатским, Терско-Каспийским и Предкопетдагским является типичным краевым прогибом [31]. Керченско-Таманский прогиб рассматривался, как наложенный поперечный прогиб [3]. В связи с тем, что майкопский прогиб на Керченском и Таманском полуостровах расположен в зоне периклинальных замыканий горно-складчатых сооружений Горного Крыма и Кав-


http://jurassic.ru/

каза, внимание геологов привлекло введенное Н. П. Херасковым понятие о периклинальном прогибе. Этот термин был применен М. В. Муратовым для Керченско-Таманского прогиба. Следует, однако, заметить, что здесь нет полного соответствия тектонотипу (погружение складок Южного Урала под отложения Предуральского краевого прогиба, расширяющегося по мере этого погружения). Лишь участок Юго-Западной равнины Керченского полуострова в какой-то мере подходит под это определение. Складки Северо-Западного Кавказа не погружаются под майкопскую толщу, а отгибаются к юго-западу параллельно майкопским складкам. Соответствующий заворот Ахтырской флексурной зоны, являющейся границей Северо-Западного Кавказа и майкопского прогиба, был отмечен еще В. И. Корнеевым и М. Р. Пустильниковым в 1966 г.

Исходя из представления о кулисообразном сочленении мегантиклинориев Кавказа и Горного Крыма для разделяющего их Керченско-Таманского прогиба был предложен еще один термин «межпериклинальный» прогиб [35]. Авторы этого термина высказали также мысль о продолжении Керченско-Таманского прогиба в «тыльный» прогиб Горного Крыма. Другие исследователи продолжают думать, что Керченско-Таманский прогиб замыкается у внешней кромки шельфа [13] или же допускают возможность его замыкания здесь [42]. Возникают также попытки дополнительного разделения прогиба. Так, например, до сих пор на тектонических схемах фигурирует Джигинский разлом, отделяющий Западно-Кубанский типично краевой прогиб от Индольского и Керченско-Таманского прогибов [13]. Но, как показали В. И. Корнеев и М. Р. Пустильников, а также последующие геолого-геофизические работы, в мощностях майкопской серии этот разлом не находит подтверждения.

Майкопский прогиб Крымско-Таманского района в значительной степени изучен сейсморазведкой МОГТ и глубоким бурением. Шельфовые участки Индоло-Кубанского и Керченско-Таманского прогибов закартированы сейсморазведкой МОГТ в крупных масштабах. Данные о подошве майкопской серии на этих участках неуверенные, так как сейсмогеологические условия района сложные. Прослеживание, корреляцию и стратиграфическую привязку сейсмических отражающих горизонтов в нижней части разреза изученного сейсморазведкой МОГТ затрудняют большая мощность майкопской серии и диапировая складчатость. Прогиб Сорокина изучен региональными профилями МОГТ, пройденными через 25 км. Тем не менее здесь сравнительно хорошо прослежены отражающие горизонты, приуроченные к домайкопским образованиям, позволяющие оценить мощность олигоцен-миоценовых отложений. На юге Азовского моря пробурена единственная для акваториальной части района глубокая скважина Северо-Керченская 1, остановленная в майкопских отложениях. На Керченском и Таманском полуостровах пробурено много скважин и ведутся детальные съемки сейморазведкой МОГТ.

http://jurassic.ru/

### 5.1. Строение домайкопских отложений

Очень скудные сведения о палеозое, триасе и юре оставляют наши представления о их формациях, структурных формах на уровне предположений и не позволяют восстановить ход тектонических событий в палеозойское и триасово-юрское время.

В юго-восточной части Равнинного Крыма в скважине Нижнегорская 6 юрские, триасовые и средне-верхнепалеозойские отложения полностью выпадают из разреза и нижнемеловые песчаники ложатся на метаморфические сланцы нижнего палеозоя (?)—протерозоя (?). Примерно в 25 км к восток-юго-востоку, в скв. Шубинская 7, пробуренной в западной центриклинали Индоло-Кубанского олигоцен-миоценового прогиба, верхнеюрские породы также отсутствуют, но вскрыты среднеюрские аргиллиты. Южнее, в восточной части северного склона Горного Крыма на Гончаровской, Видненской, Тамбовской площадях пройдены скважинами карбонатно-терригенные верхнеюрские породы, залегающие, как выяснила скв. Гончаровская 5, на таврической серии. Присутствующие на этих трех площадях среди верхнеюрских пород рифогенные фации указывают, по мнению А. Д. Самарского и др., на их формирование на северном борту Восточно-Крымского синклинория, вблизи его границы со Скифской плитой.

Для южной части Азовского моря сведений о мезозойских породах нет. Только севернее, на Азовском валу несколькими скважинами разбурены триасово-юрские породы, представленные аргиллитами, алевролитами, песчаниками. В скважине Морская 2 встречены также мергели. Пройдено по породам триаса около 1 км. Формации триасовых пород на Азовском валу идентичны триасовым формациям Каневско-Березанского вала Западного Предкавказья. Границы их распространения в Азовском море не оконтурены.

Мы почти ничего не знаем о юрских образованиях в пределах Керченского и Таманского полуостровов и, следовательно, неясны границы юрских геосинклинальных прогибов Горного Крыма и Кавказа. По данным Е. А. Успенской, карбонатные отложения верхней юры, характерные для западной половины Горного Крыма, в восточной его половине сменяются на терригенно-карбонатный флиш [14]. Скважиной Мошкаревская 1 на Юго-Западной равнине Керченского полуострова вскрыто 1,3 км верхней юры, сложенной отложениями, сходными по составу с отложениями Восточно-Крымского синклинория. Итак, юрские породы, широко распространенные в естественных обнажениях на западном берегу Феодосийского залива, в пределах Юго-Западной равнины Керченского полуострова погружаются, сохраняя особенности, присущие разрезам Горного Крыма.

На Кавказе, в долинах рек Псекупс, Шепш, Чепси, по данным С. В. Савина, также обнажается толща верхнеюрского терригенно-карбонатного флиша, замещающая в западном направлении менее мощные верхнеюрские известняки [15].


http://jurassic.ru/

Таким образом, как в Горном Крыму, так и на Кавказе в направлении к Керченскому и Таманскому полуостровам намечается смена известняков верхней юры терригенно-карбонатным флишем. Соединяются ли флишевые верхнеюрские прогибы Горного Крыма и Кавказа, определенно сказать нельзя. Ясно только, что в Горном Крыму и на Кавказе мощность верхней юры в направлении к Керченскому и Таманскому полуостровам не уменьшается. Это послужило основанием ряду исследователей предполагать в районе полуостровов сочленение юрских прогибов. Так, например, к этому выводу пришли составители палеотектонических карт юга СССР масштаба 1:2 500 000: для верхнеюрского времени показан геосинклинальный прогиб, охватывающий восточную часть Горного Крыма, Керченский и Таманский полуострова, западную часть Кавказа. Соединение Крымского и Кавказского юрских геосинклинальных прогибов предполагал в 1967 г. М. В. Муратов. В. В. Белоусов высказал предположение, что Крымская и Кавказская альпийские геосинклинали разделены выступом эпигерцинской платформы [3]. Эту же точку зрения отстаивают, опираясь преимущественно на данные ГСЗ, В. В. Бобылев и др. [13].

О нижнемеловых образованиях известно также очень немного. В пределах Юго-Западной равнины Керченского полуострова среди нижнемеловых отложений своей мощностью выделяются аргиллито-алевролитовые отложения альбского яруса. В скв. Мошкаревская 1 мощность этого яруса 1,5 км при общей мощности нижнемеловых пород 2,2 км, в скв. Марьевская 1—0,8 км, в скв. Вулкановская 3 вскрыт 1 км пород альбского яруса. Область больших мощностей этого яруса оконтурить невозможно. В северной половине Керченского и на Таманском полуострове нижнемеловые отложения не изучены. На Крымском полуострове в скважинах Видненской, Тамбовской площадей альбские отложения имеют незначительную мощность (0—60 м) при общей мощности нижнемеловых пород 600—750 м. В 18 км севернее Тамбовской площади скв. Шубинская 7 пройдено 460 м по нижнемеловым породам, причем из них 400 м приходится на аргиллиты и алевролиты альбского яруса. Западнее Шубинской площади, в скв. Нижнегорская 6 альбские отложения отсутствуют. На основании этих фактов можно предположить, что область больших мощностей альба локализуется на восточной погруженной периклинали мегантиклинория Горного Крыма и представляет собой прогиб, аналогичный Белогорскому прогибу на северной периферии Горного Крыма.

Известняково-мергелистые породы верхнего мела на Гончаровской, Тамбовской, Видненской, Шубинской площадях Крымского полуострова имеют небольшую мощность, достигающую первых сотен метров или же полностью отсутствуют. На Керченском полуострове породы верхнего мела представлены преимущественно мергелями. Встречены также песчаники, алевролиты, известняки. Мощность верхнемеловых отложений достигает здесь 1,2 км. К северу от Керченского полуострова мощность верхнего мела умень-

http://jurassic.ru/

шается и в западной части Азовского моря, тектонически приуроченной к северному борту Индоло-Кубанского прогиба, по данным сейсморазведки МОВ, отложения майкопской серии залегают непосредственно на триасово-юрских породах. Следует заметить, что область отсутствия верхнемеловых отложений на северном борту Индоло-Кубанского прогиба занимает сравнительно небольшую площадь. В восточном направлении мощность верхнемеловых пород в пределах этого структурного элемента увеличивается, достигая 0,5 км в скважинах Чебургольская 1 и Тимашевская 5. На Таманском полуострове верхнемеловые породы изучены бурением в его северо-западной и юго-восточной частях на границе с флишевыми прогибами Кавказа. Здесь они образуют груборитмичное чередование известняков, мергелей, глин, алевролитов мощностью до 1,4 км.

Следовательно, верхнемеловые породы уже на Джигинском участке вблизи Новороссийского синклинория имеют мощность, не сравнимую с мощностями типично геосинклинальных отложений верхнего мела в этом синклинории. С другой стороны, отмеченное чередование слоев верхнего мела в этой части Скифской плиты, граничащей с Кавказской геосинклиналью, позволило некоторым исследователям охарактеризовать эти отложения как субфлишевые [9]. Верхнемеловые отложения в Юго-Западном Предкавказье наиболее полно изучены в пределах южного борта Индоло-Кубанского прогиба. Здесь верхний мел нефлишевый и сложен преимущественно мергелями мощностью до 1,3 км [15].

Даний-палеоценовые отложения обладают изменчивой и в целом небольшой мощностью, достигая 0,75 км в скв. Тимашевская 5. Увеличивается мощность палеоценовых отложений в Юго-Западном Предкавказье в пределах южного борта Индоло-Кубанского прогиба, где палеоцен и нижний эоцен сложены преимущественно флишевыми отложениями мощностью до 1,5 км. Мергельно-глинистая толща эоцена имеет в среднем мощность 0,1—0,4 км. Суммарная мощность палеоцен-эоцена 0,5—0,6 км, в Юго-Западном Предкавказье до 2—2,5 км.

Данные о верхнемеловых и палеоцен-нижнеэоценовых породах свидетельствуют, что верхнемеловые и палеоцен-нижнеэоценовые флишевые прогибы Кавказа на Таманский полуостров не протягиваются. Прямым продолжением Северо-Западного Кавказа является закартированный на шельфе еще в 60-е годы Анапский выступ. Складки Северо-Западного Кавказа, сложенные верхнемеловым и палеоценовым флишем, меняют свое простирание в районе Анапы с северо-западного на субширотное и следятся в море. На погружении Анапского выступа как в его периклинальной части, так и на крыльях присутствуют эоценовые отложения, выходы которых закартированы на прилегающей суше.

На временных разрезах МОГТ, пройденных на участке Анапского выступа, прослеживается два горизонта, нижний из которых, горизонт $III^a$, при приближении к своду выступа поднимается к поверхности дна, а на периферии выступа залегает на глу-


http://jurassic.ru/

бине 4—4,5 с. На глубинах свыше 4,5 с этот горизонт не прослежен. Описанный горизонт по увязке с сушей представляет собой поверхность мел-палеогенового флиша. Ниже этого горизонта протяженных отражений не отмечено. На погружении Анапского выступа выше горизонта $III^а$ выделен горизонт $II^а$, который при его прослеживании в Керченско-Таманский прогиб уходит под мощную складчатую толщу майкопской серии. Мощность отложений, заключенных между этими отражающими горизонтами, составляет на крыльях и периклинали выступа от 0,8 до 2 км. По всей видимости, эта толща относится к эоцену, но имеет здесь несколько большую мощность, чем на прилежащей суше. На западном окончании Анапского выступа, вероятно так же, как и на границе Кавказского орогена и Джигинской ступени, происходит смена мощных геосинклинальных формаций мела — палеоцена на платформенные.

Еще один акваториальный участок, где с помощью сейморазведки изучались домайкопские образования — крымский континентальный склон, образующий северный и северо-западный борта прогиба Сорокина. Здесь были проведены довольно подробные сейсмоакустические съемки партией «Крымморгеологии» и МГУ. На временных разрезах глубина записи достигает 2 с ниже дна. К юго-востоку от Ялты установлена мощная (до 3—3,5 км) слоистая толща, слагающая полого прогнутую синклиналь, которую Ю. Г. Моргунов и другие исследователи назвали Южно-Крымским синклинорием. Подстилающая ее дислоцированная толща уверенно увязывается с береговыми разрезами таврической серии. При стратификации отражающих горизонтов в синклинали условно выделены среднеюрские и верхнеюрские отложения. Мел мощностью 200—300 м присутствует только западнее, в пределах Южно-Крымского выступа [34]. Граница прислонения майкопской толщи, выполняющей прогиб Сорокина, намечена очень определенно и трактуется как разлом.

К западу от прогиба Сорокина располагается Южно-Крымский выступ континентального склона. Пересекшие его профили МОГТ не дают определенных доказательств присутствия меловых и палеогеновых слоев в верхней части разреза. Однако ряд профилей МОВ, пройденных в 1974 г., равно как и сейсмоакустические профили, позволили обнаружить меловые отложения в приповерхностной части склона. Драгирование подтвердило наличие здесь меловых отложений в коренном залегании [50]. Таким образом, на шельфе и склоне Южно-Крымского выступа лежит маломощный и, возможно, не сплошной чехол меловых и частично палеогеновых пород, несогласно перекрывающий домеловые породы. Перегибаясь на континентальном склоне, он погружается под майкопскую толщу, выполняющую глубоководную впадину. Очертания так называемого Южно-Крымского синклинория не вполне ясны, так же, как неясно его соотношение с судакским синклинорием. Вполне возможно, что Южно-Крымский синклинорий является частью Судакского синклинория.

http://jurassic.ru/

## 5.2. Строение майкопских отложений

Структура мощных отложений майкопской серии определяется прежде всего положением кровли домайкопских пород. По ней вырисовываются основные черты отдельных частей майкопского прогиба.

Индоло-Кубанский прогиб отличается весьма пологим северным бортом. Со стороны Азовского вала на сейсмопрофилях довольно хорошо прослеживается сейсмический отражающий горизонт $I^{m}$, подстилающий майкопскую толщу. Примерно в 10 км от южного борта прогиба отражения от домайкопских пород не прослежены. Связано это не только с резким ухудшением выраженности горизонта, но и с тем, что глубина сейсмической записи на временных разрезах здесь не превышает 4 с.

Вблизи берегов Керченского и Таманского полуостровов происходит крутой подъем отражающих горизонтов, свидетельствующий о крупном поднятии, что подтверждено и скважинами Фонталовская 10, Таманская 5, Булганакская 1 на южном побережье Азовского моря, вскрывшими на глубинах 3,2—3,7 км домайкопские породы. Это поднятие в домайкопских породах было названо Северо-Таманской зоной [9]. Однако зона поднятия не ограничивается северными участками Керченского и Таманского полуостровов, а составляет единое целое с юго-западной частью Керченского полуострова. Этот клинообразный выступ от Юго-Западной равнины до восточного окончания Северо-Таманской зоны мы назвали Пантикапейским. Юго-Западная равнина Керченского полуострова представляет собой погруженную периклиналь мегантиклинория Горного Крыма. Верхнемеловые и палеоценовые породы в ее пределах выходят на дневную поверхность в ядрах складок на мысах Чауда и Карангат. Далее на северо-восток периклиналь погружается под толщу майкопских отложений, сохраняя, однако, приподнятое положение относительно соседних участков. Приподнятое положение Юго-Западной равнины подчеркивается и асимметрией складок, осложняющих олигоцен-миоценовую толщу. Складки, обрамляющие ее с севера, опрокинуты на север, а складки юго-восточной части Керченского полуострова опрокинуты на юго-восток [14]. Пантикапейский выступ, лежащий на продолжении периклинали мегантиклинория Горного Крыма, по всей видимости, обязан своим происхождением воздыманию этого мегантиклинория. В современном структурном плане периклиналь мегантиклинория Горного Крыма и Пантикапейский выступ разделяют Индольскую и Керченско-Таманскую ветви прогиба, которые восточнее, в районе Темрюка сливаются.

Южный борт Индоло-Кубанского прогиба гораздо круче северного. В Юго-Западном Предкавказье, где прогиб граничит со складчатой зоной Большого Кавказа, борт осложнен многочисленными надвигами и взбросами.

Керченско-Таманский прогиб с севера ограничен Пантикапейским выступом. Южный борт прогиба образован северным скло-


http://jurassic.ru/

ном Анапского выступа. Протяженность Анапского выступа 70 км, ширина вблизи его основания по изогипсе кровли эоцена −4 км около 40 км. На временны́х разрезах сейсмопрофилей МОГТ отчетливо видно, что в его пределах выделяются две крупные антиклинали, расходящиеся к западу. Северная антиклиналь имеет субширотное простирание и протягивается до меридиана Керченского пролива. Ось южной антиклинали немного отгибается к юго-западу. Горизонт $II^а$, соответствующий кровле эоцена, прослеживается на северном борту Анапского выступа до глубины 6 км.

Далее к северу начинается зона диапировых складок майкопских отложений и отражения от домайкопских пород на этом участке исчезают. Отметим, что скв. Таманская 2 в осевой части прогиба при глубине забоя 5,6 км не вышла из майкопских отложений. Крутизна наклона северного борта Анапского выступа в целом не превышает 30°. Резкие изменения наклона горизонта $II^а$ на отдельных участках, сопровождающиеся дифрагированными волнами, а также случаи потери отражений от него позволяют предполагать разрывы, осложняющие эту поверхность.

К югу от Анапского выступа и кулисно по отношению к нему располагается Барьерная антиклиналь, состоящая из двух равновеликих складок, лежащих на одной оси и разделенных неглубокой седловиной. Название Барьерной первоначально было дано В. М. Андреевым и Р. А. Казанцевым в 1977 г. только западной антиклинали. После того как в 1983 г. была обнаружена восточная антиклиналь, мы распространили это название на обе складки, представляющие собой, по существу, одну широтно вытянутую антиклиналь (см. рис. 1, 28 и 29). Размеры обоих складок одинаковы: протяженность свода, очерченного по изогипсе кровли эоцена −4 км, около 40 км, ширина до 4 км, высота антиклиналей по кровле эоцена 1,5—2,5 км.

Изогипсой −6 км на структурной карте по кровле эоцена (см. рис. 29) намечено пологое поднятие Палласа, отделенное от южного края Барьерного поднятия прогибом шириной 4 км, глубиной около 0,5 км. Размеры поднятия 30×9 км, амплитуда до 0,7 км. К юго-западу от поднятия Палласа изогипсой −7 км оконтурена изометричная впадина. Эта впадина заполнена майкопскими отложениями, мощность которых здесь достигает 2,5 км. Несмотря на такую сравнительно большую мощность, округлая форма впадины, отсутствие в ней складок, а также то обстоятельство, что она отделена седловинами от центриклиналей Туапсинского прогиба и прогиба Сорокина, не позволяют рассматривать ее как продолжение указанных прогибов.

Прогиб Сорокина, расположенный в пределах современной глубоководной впадины, простирается вдоль берегов Крыма от меридиана мыса Чауда Керченского полуострова до меридиана Ялты. Длина прогиба составляет 150 км, ширина достигает 45—50 км. В отличие от Керченско-Таманского прогиба, здесь удалось проследить отражающий горизонт $II^а$ соответствующий кровле эоце-


http://jurassic.ru/

на и в дне прогиба, где он погружается до глубины почти 9 км. Близко под ним залегает и горизонт III[а], отвечающий кровле мела. Большее опускание прогиба Сорокина по сравнению с Керченско-Таманским произошло в неоген-антропогеновое время. Северный борт прогиба очень крутой (30—40°), первоначальная крутизна его еще усилилась совмещением современного склона глубоководной впадины с бортом прогиба майкопского времени. Здесь можно предположить наличие сбросов или надвигов большой амплитуды (сейсморазведка реальные отражения при столь крутых углах падения пластов не получает). Южный борт прогиба, напротив, очень пологий, он образован северным крылом вала Шатского, на своде которого майкопские отложения имеют минимальную мощность.

Итак, в поверхности домайкопских отложений олигоцен-миоценовый прогиб имеет сложно разветвленную в плане форму (см. рис. 29). Она особенно наглядно подчеркивается распределением мощностей майкопских отложений (см. рис. 33), которые в прогибе достигают мощности 5—6 км.

В Западно-Кубанской части прогиба выделяются в направлении с севера на юг в мощностях олигоцен-плиоценовых отложений Славянско-Рязанская синклиналь, Анастасиевско-Троицкая антиклиналь, Адагумо-Афипская синклиналь. В Славянско-Рязанской синклинали кровля майкопа залегает на глубине, превышающей местами 3,5 км (см. рис. 30). Складки северного борта этой зоны проявляются в отложениях миоцена и верхов олигоцена и не нарушают моноклинального залегания более древних пород. А. Д. Бургарт предполагает, что складки здесь возникли в результате различной способности к уплотнению глин и линз песка. Славянско-Рязанская зона продолжается в южную часть Азовского моря, где по данным сейсморазведки зафиксирован также ряд пологих складок. К югу от Славянско-Рязанской синклинали в Анастасиевско-Троицкой зоне антиклинальных складок известны диапиры, иногда выходящие на поверхность. Южнее этой зоны складок лежит Адагумо-Афипская синклиналь, где майкопские отложения погружаются на глубину 2—3 км.

На Таманском полуострове складки получают более широкое распространение и хорошо выражены в рельефе. В субширотном направлении с Таманского полуострова на Керченский протягиваются складки, относящиеся к южному борту Индольской ветви прогиба. На Таманском полуострове складки разделены широкими плоскими синклиналями. Выходы майкопских глин в сводах складок имеют по сравнению с Керченским небольшие размеры. В синклиналях кровля майкопа погружается до 2,5 км. На Керченском полуострове зеркало складчатости занимает более высокое положение. Значительные площади занимают выходы верхнемайкопских отложений на дневную поверхность в сводах складок. В синклиналях глубина погружения кровли майкопской серии, как правило, не превышает 0,5 км. На востоке Керченского полуострова выделяется депрессия, имеющая в плане треугольную



http://jurassic.ru/

форму и оконтуренная изогипсой —1,5 км. В этой депрессии складки отсутствуют.

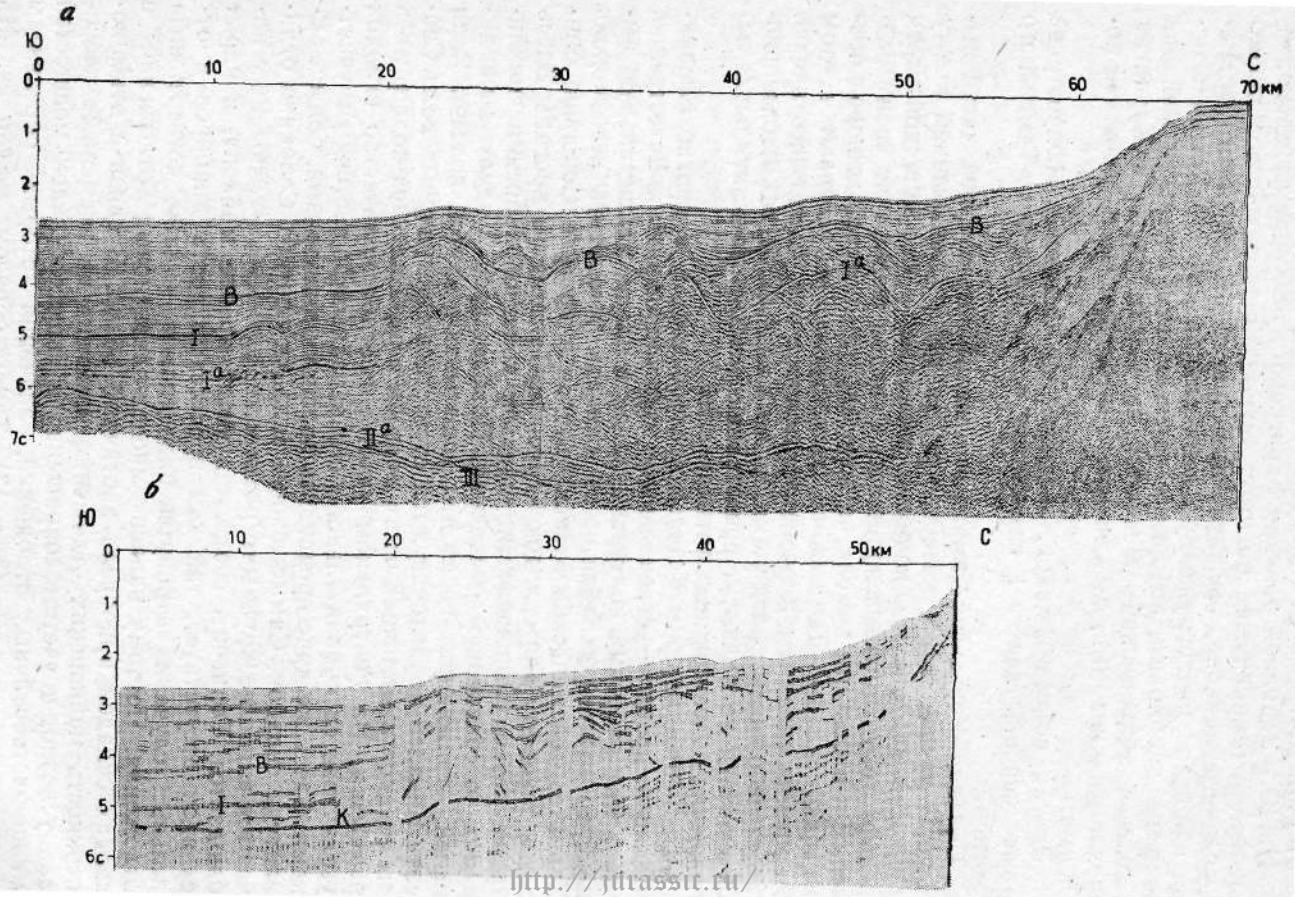
На Юго-Западной равнине Керченского полуострова миоцен — плиоцен и верхний майкоп отсутствуют. Мощная толща нижнего и среднего майкопа, выполняющая прогиб олигоценового времени, наложена на погруженную периклиналь Горного Крыма и осложнена диапирами, которые с уменьшением мощности майкопа в южном направлении сменяются на мысах Чауда и Карангат брахиантиклиналями, сложенными палеогеновыми и меловыми породами.

Другая полоса складок, лежащая на Таманском полуострове южнее первой, тянется к юго-западу вдоль Керченско-Таманского прогиба.

Складки Керченско-Таманского шельфа в северной части выражены лучше, чем в южной, что связано с уменьшением к югу мощности майкопа и с широким развитием в юго-западной части шельфа денудационных процессов. Складки шельфа по своим размерам и площадям выхода на поверхность миоценовых пород превосходят складки Таманского полуострова, но уступают в этом отношении складкам Керченского полуострова. Складки, отличающиеся небольшими размерами, по всей видимости, самостоятельного значения не имеют, а представляют собой периклинальные осложнения более крупных антиклиналей.

Продолжение зоны складок в глубоководье, в прогиб Сорокина зафиксировано региональными сейсмопрофилями. Естественно, что этими работами контуры складок в плане, максимальную амплитуду каждой складки и ее площадь установить невозможно. Характер сейсмической записи складок в прогибе Сорокина близок к таковому для складок Керченско-Таманского прогиба. Здесь также резко увеличивается диапазон полезной записи в синклиналях по сравнению со сводами. Приближаясь к ядрам антиклиналей, отражающие горизонты испытывают крутой подъем. Ядра антиклиналей характеризуются отсутствием регулярных волн. Своды складок в восточной части прогиба в ряда случаев подверглись размывам. На центральном участке прогиба количество складок увеличивается сравнительно с его западным и восточным участками. Здесь же ярче проявились признаки диапиризма, больше амплитуда складок. Самые южные складки прогиба Сорокина отличаются наиболее крупными размерами, размывов их сводов не наблюдается. Горизонт, соответствующий кровле майкопа, в ядрах складок отсутствует, так как процессами роста диапиров в отдельных случаях затронуты плиоценовые и даже четвертичные отложения. Поэтому запись миоцен-плиоценовых отложений в сводах складок приобрела хаотичный облик. В связи с этим поверхность майкопских отложений намечена на временных разрезах условно, с учетом сокращения в сводах складок мощностей миоцен-четвертичных отложений, значения которых определены южнее зоны складок (рис. 13). Таким образом, можно считать фактически установленным наличие единой зоны складок, ослож-

http://jurassic.ru/




http://jdrassic.ru/

няющих мощную олигоцен-миоценовую толщу на всем протяжении от берегов Таманского полуострова до меридиана Ялты. Некоторое сужение полосы складок отмечается в районе пересечения прогиба бровкой шельфа. Тем не менее, простирание складок, а также незначительный промежуток (10 км) между шельфом, закартированным площадными работами МОГТ и первым к западу региональным профилем МОГТ, пройденным в глубоководье, не дают возможности замкнуть Керченско-Таманский прогиб в пределах шельфа, а указывают на его непосредственное продолжение в прогиб Сорокина.

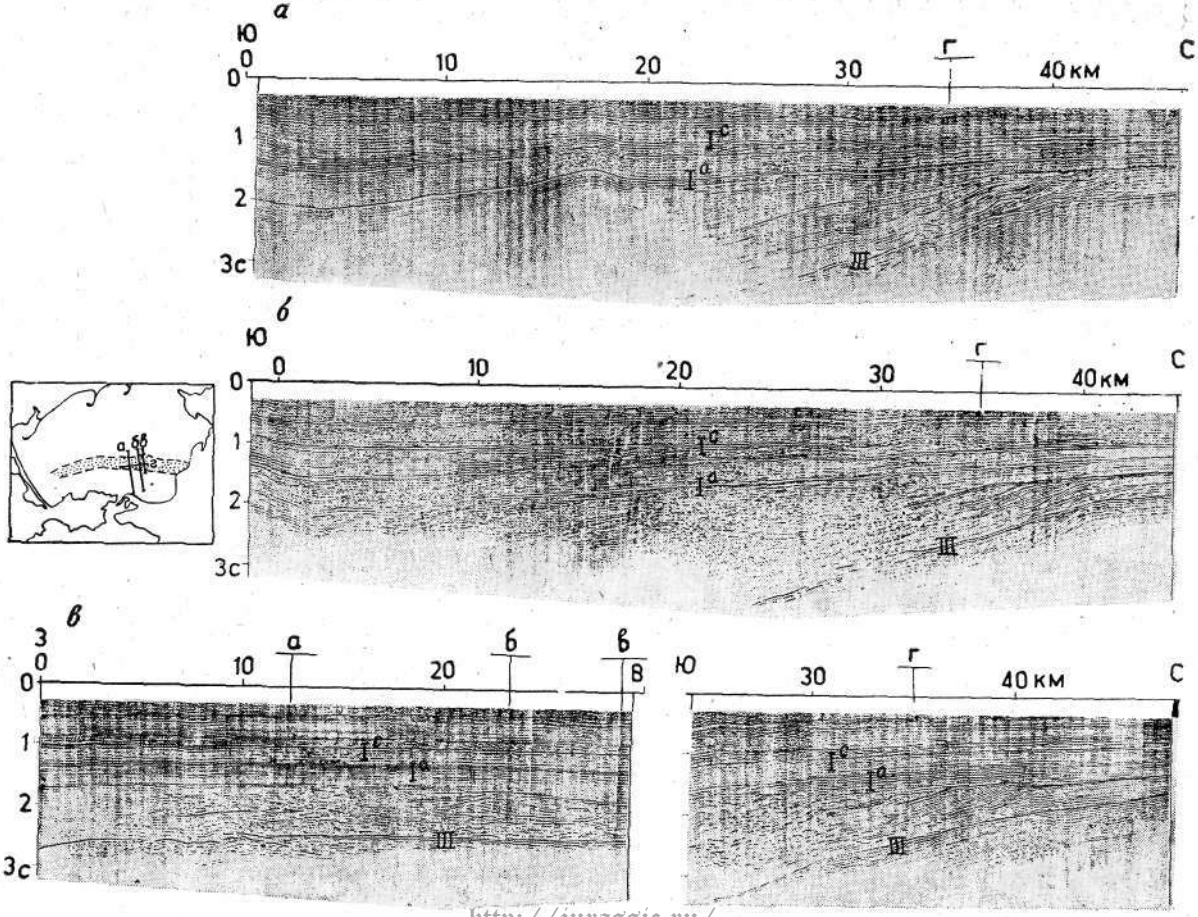
Среди отложений майкопской серии основную массу составляют глубоководные фации, представленные преимущественно бескарбонатными глинами с редкими прослоями песчаников и алевролитов. Подтверждением преобладания глубоководных фаций майкопской серии в рассматриваемом прогибе служат авандельтовые отложения на северном борту прогиба [46]. На временны́х разрезах МОГТ на Азовском валу отчетливо выделяются выдержанные отражающие горизонты, стратиграфически привязанные к кровле майкопских отложений (горизонт $I^а$) и к подошве майкопских отложений (горизонт III). В направлении на юг, в сторону Индоло-Кубанского прогиба эти горизонты, сохраняя свою динамическую выраженность, начинают погружаться, причем горизонт III погружается значительно круче, чем горизонт $I^а$, указывая тем самым на значительное увеличение мощности майкопской серии. При этом на северном борту Индоло-Кубанского прогиба, примерно в средней части разреза майкопских отложений, установлена макрокосослоистая мощная толща (рис. 14). Угол наклона косых слоев в сторону прогиба, выполненного майкопской серией, составляет до 10°. На временны́х разрезах видны переходы горизонтальных отражений в крутопадающие, признаки размыва в верхней части макрокосослоистой толщи. Следует отметить, что на параллельно расположенных профилях нет точного соответствия в залегании отдельных горизонтов косонаслоенной толщи, совпадает лишь общее положение всей зоны. На разрезе, расположенном почти широтно по простиранию крыла прогиба (см. рис. 14), хорошо видна неправильность в залегании косонаслоенной толщи — крупные линзы, перекрывающие и срезаю-

---

Рис. 13. Временной сейсмический разрез через прогиб Сорокина (расположение см. рис. 1)

*а* — профиль 26 МОГТ (1980 г.), *б* — профиль VI МОВ (1964 г.). Отражающие горизонты: В — в подошве антропогена, I — в подошве плиоцена, $I^а$ — в кровле майкопской серии, $II^а$ — в кровле эоцена, III — в кровле мела. К — кратное отражение от дна («второе дно»), ниже него в разрезе профиля VI записаны только кратные отражения. В разрезе по профилю 26 отчетливо записаны кровля эоцена и ниже ее кровля мела, образующие дно майкопского прогиба Сорокина. Северный крутой борт его (между 60 и 70 км) *не может быть фиксирован методом ОГТ. Складки майкопской толщи* отражаются в ослабленном виде и в вышележащих слоях вплоть до антропогеновых. В разрезе по профилю VI, почти совпадающему в плане с профилем 26, реальные отражения записаны не глубже «второго дна»

http://jurassic.ru/




http://jurassic.ru/

щие друг друга, незакономерное утолщение и утонение отдельных групп слоев и т. д.

Сейсморазведкой МОГТ зона макрокосой слоистости шириной 15—20 км прослежена через все Азовское море на протяжении около 200 км. Общая мощность косонаслоенной толщи достигает 1 км. Из временны́х разрезов отчетливо видно, что она образована конусами выноса с северного борта прогиба, которые слагали серию подводных дельт в достаточно глубоководном бассейне.

Такое строение майкопских отложений на северном борту Индоло-Кубанского прогиба сходно с мощной четвертичной авандельтой палео-Дуная. Следует упомянуть, что сходными особенностями залегания, хотя и гораздо в меньшем масштабе, отличаются майкопские отложения в Чернолесской впадине Предкавказья и на Южном Мангышлаке.

Следует несколько подробнее рассмотреть вопрос о своеобразной диапироподобной складчатости, довольно широко развитой в майкопских отложениях Крымско-Таманского района. Мы установили, что диапировые складки образуются только в мощной толще майкопских глин (не менее 2 км, а обычно значительно больше). Они резко выделяются на временны́х разрезах и их наличие являлось признаком майкопской серии, а отражающие горизонты, подстилающие смятую толщу и лежащие спокойно, относились к домайкопским образованиям.

Одним из участков, где складки майкопской серии непрерывно прослеживаются с суши в глубоководье является Керченско-Таманский прогиб. Продолжение складок Таманского и Керченского полуостровов в пределы шельфа Черного моря исследовано сейсморазведкой МОГТ. В сейсмической записи имеются признаки, позволяющие выделять диапировые складки. К таким признакам относятся: резкое сокращение мощностей миоцен-плиоценовых пород до их полного выклинивания, отсутствие отражений в центральной части складок, свидетельствующее о крутых углах залегания, своеобразные структурные формы, наблюдаемые на временны́х разрезах в сводах отдельных складок и интерпретируемые как конуса грязевых вулканов и вдавленные синклинали.

На рис. 15 приведен пример записи диапировой складки. В ядре складки запись хаотичная, практически отсутствуют полезные волны. В своде намечается вдавленная синклиналь. Для синкли-

---

Рис. 14. Временны́е сейсмические разрезы северного склона Индоло-Кубанского прогиба

Долготные профили: *а* — 237, *б* — 240, *в* — 241 (нижний правый) широтный профиль; *г* — 247 (нижний левый)

Отражающие горизонты: $I^c$ — в верхней части сарматских отложений, $I^a$ — в кровле майкопской серии, III — близ кровли отложений верхнего мела — эоцена. В толще майкопа, между горизонтами $I^a$ и III на долготных разрезах видна макрокосослоистость, явный признак дельтовых отложений. Мощность косонаслоенной толщи, в первом приближении определяющая глубину бассейна, на борту которого она отлагалась, превышает 1 км. На широтном разрезе видны крупные косонаслоенные линзы, соответствующие отдельным дельтовым конусам, сливающимся друг с другом и образующим по простиранию борта прогиба зону шириной до 20 км, показанную крапом на карте-врезке

http://jurassic.ru/

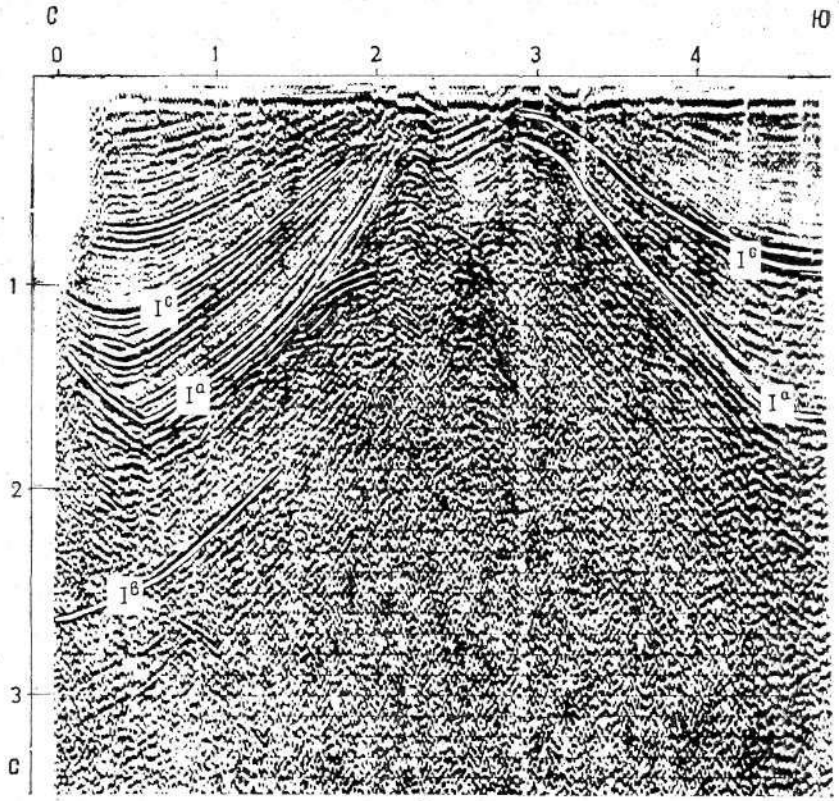



Рис. 15. Пример сейсмической записи диапировой складки на Керченско-Таманском шельфе (расположение см. рис. 1)

Отражающие горизонты: $I^c$ — в верхней части сарматских отложений, $I^a$ — в кровле майкопской серии, $I^в$ — в толще майкопской серии. Ядро складки характеризуется отсутствием полезных волн. Запись свода складки позволяет предполагать здесь вдавленную синклиналь. В синклинали слева от диапира в интервале от поверхности дна до 1,7 с отмечаются хорошо выраженные, протяженные отражения, соответствующие расслоенной миоцен-плиоценовой толще. Ниже 1,7 с запись монотонная, что является одним из признаков майкопской толщи. Отражения от домайкопских пород отсутствуют

налей по вертикали можно выделить два интервала. Первый охватывает промежуток от поверхности дна до отметок около 1,7 с и соответствует в стратиграфическом отношении миоцен-плиоцену. Здесь отмечаются хорошо выраженные, протяженные отражения, что указывает на расслоенную толщу, в которой происходит чередование пластов с различной плотностью. Ниже временно́й отметки 1,7 с картина меняется. Отражений становится гораздо меньше, запись монотонная. Такую запись можно отнести к сейсмическим признакам мощной майкопской толщи.

С началом сейсморазведочных работ МОГТ появился материал о строении поверхности домайкопских пород, позволяющий проводить его количественную интерпретацию. Вместе с тем существу-



http://jurassic.ru/

ют и сложности при изучении этой поверхности с помощью МОГТ. Глины в ядрах складок сложно дислоцированы, насыщены водой и газами, что приводит к рассеиванию и поглощению энергии упругих колебаний. Поэтому получить сейсмические отражения от подстилающих домайкопских образований на участках сводов майкопских складок очень трудно. На Керченско-Таманском шельфе коррелируемых отражений от домайкопских пород под сводами диапировых складок вообще не получено. Кроме того, разуплотнение глин в центральных частях складок создает условия для значительного горизонтального градиента скоростей упругих волн, который искажает реальную картину залегания пород.

Рядом исследователей высказывалось мнение о том, что в районе развиты бескорневые майкопские складки и даже отмечалось наличие инверсионных складок, то-есть синклиналей в мел-эоценовых породах под майкопскими антиклиналями [11, 42].

С другой стороны, имеются данные о принципиальном соответствии домайкопской и майкопской структурных поверхностей. Особенно отчетливо это видно в пределах Юго-Западной равнины Керченского полуострова. На мысах Чауда и Карангат в сводах складок выходят меловые и нижнепалеогеновые породы. К северу домайкопские породы, погружаясь под майкопскую толщу, попрежнему участвуют в складчатости, причем складки мезозойских пород приблизительно конформны майкопским. Некоторое смещение сводов складок объясняется, по-видимому, достаточно длительным ростом складок на фоне формирования более крупных структур, что привело к перемещению сводов складок по более молодым отложениям в сторону регионального погружения. Это подчеркивается и асимметрией складок — крылья, обращенные в сторону регионального погружения, более крутые и короткие.

Аналогичная картина наблюдается на детально разбуренных Фонтановской и Горностаевской площадях в середине Керченского полуострова. Здесь майкопским антиклиналям также соответствуют разбитые разрывами поднятия в меловых и нижнепалеогеновых породах.

На севере Таманского и Керченского полуостровов, где мощность майкопской серии достигает 3,5 км, получены отражения от домайкопского комплекса пород. Под майкопскими антиклиналями, имеющими ядра протыкания, в пределах Пантикапейского выступа закартированы более пологие домайкопские антиклинали, приуроченные к валообразному поднятию субширотного простирания [9]. Итак, здесь мы также наблюдаем прямую взаимосвязь между домайкопскими и майкопскими складками. Наконец, на юго-востоке Таманского полуострова, примыкающем к Северо-Западному Кавказу, антиклиналям в майкопских отложениях также отвечают антиклинали в меловых и палеоцен-эоценовых отложениях.



http://jurassic.ru/

### 5.3. Строение миоцен-четвертичных отложений

В структуре миоцен-четвертичных отложений наиболее отчетливо выделяется Индоло-Кубанская часть прогиба. Здесь глубина погружения миоценовых отложений сравнительно большая. На структурной карте по кровле сарматских отложений область наибольшего погружения, расположенная в юго-восточной части Азовского моря и частично на суше, оконтурена изогипсой −2,0 км (рис. 16). Эта часть Индоло-Кубанского прогиба в миоценовое время существовала, по всей вероятности, еще в виде глубоководного бассейна. Такое заключение вытекает из рассмотрения формационного состава миоценовых отложений. В пределах центральной части Юго-Западного Предкавказья, отвечающей осевой зоне Индоло-Кубанского прогиба, тархан-нижнесарматские отложения представлены обедненными фауной глинами, в нижней части разреза практически бескарбонатными. Таким образом, среднемиоценовые — нижнесарматские отложения не отличаются от майкопских глубоководных отложений. Сокращение глубины бассейна отмечается здесь в среднем сармате. Общая мощность тархан-сарматских отложений составляет в осевой зоне Индоло-Кубанского прогиба до 1,5 км.

В пределах Таманского, Керченского полуостровов, Керченско-Таманского шельфа миоцен-плиоценовые отложения формировались в условиях мелководного бассейна. О том, что прогиб к моменту отложения среднемиоценовых отложений на Керченском и Таманском полуостровах был в значительной мере заполнен осадками, говорит наличие в тарханских породах обильной фауны бен-

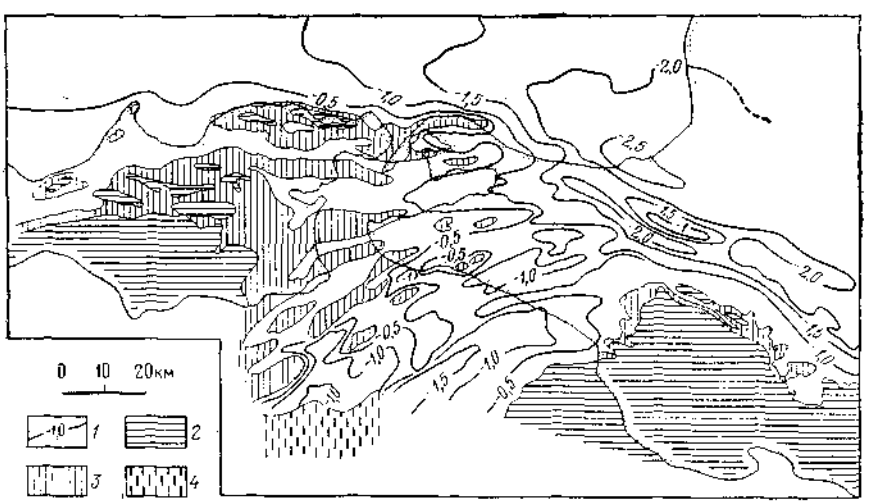



Рис. 16. Структурная карта Керченско-Таманского района по кровле сармата
*1* — изогипсы кровли через 0,5 км; *2* — область отсутствия сармата; *3* — область частичного размыва сармата; *4* — участок погребенного размыва сармата



http://jurassic.ru/

тосных двустворчатых моллюсков. Как известно, глубины их обитания обычно не превышают 200—250 м. В литологическом отношении среднемиоценовые породы резко отличаются от майкопских повышенной карбонатностью. В самом их основании на Таманском полуострове залегает прослой мергеля мощностью до 1 м. Прекрасным индикатором мелководных условий формирования миоценовых пород служат рифовые известняки. На Керченском полуострове известны верхнесарматские и мэотические рифовые известняки, а на Таманском полуострове и на Керченско-Таманском шельфе — мэотические рифовые известняки. Рифовые известняки приурочены к крыльям складок, а в синклиналях они отсутствуют, сменяясь глинами. Учитывая, что сейчас превышение сводов складок, выраженных в рельефе в виде холмистых гряд, над днищами долин составляет 100 м и предполагая, что приблизительно такие же превышения существовали в сармате и мэотисе, можно сказать, что максимальные глубины моря были не более 150—200 м.

Современная структура поверхности сарматских отложений в целом соответствует структуре поверхности майкопских отложений. Отличия заключаются в меньшей контрастности выражения отдельных складок. Часто своды отдельных антиклиналей объединяются на структурной карте по кровле сарматских отложений размывом сарматских образований (см. рис. 16). На Керченском полуострове сарматские породы почти повсеместно подверглись частичному или полному размыву. В современной шельфовой области сарматские отложения отсутствуют на погруженной периклинали Горного Крыма, протягивающейся через Феодосийский участок шельфа, на Барьерном поднятии и на Анапском выступе.

Тенденция к компенсации прогиба осадками сохранялась и в плиоценовое время. С середины позднего плиоцена в северной части района установились континентальные условия накопления отложений. Толща континентальных осадков верхнеплиоцен-четвертичного возраста в центральной части Юго-Западного Предкавказья достигает 0,4—0,5 км. На Таманском полуострове максимальная мощность верхнеплиоцен-четвертичных отложений в синклиналях составляет 120—130 м, на Керченском полуострове 70—90 м. В северной части Керченско-Таманского шельфа мощность описываемых отложений также невелика. К югу, на внешней части шельфа мощность верхнеплиоцен-четвертичных отложений значительно возрастает и достигает 2 км у бровки шельфа. В плане шельф здесь выступает в сторону глубоководной впадины. Сложен выступ шельфа, а также прилегающий континентальный склон линзой косонаслоенных отложений, максимальная мощность которых составляет немногим более 2,5 км в пределах континентального склона. Площадь, оконтуренная изопахитой 2 км, около 2000 км$^2$. Форма отложений в плане, характер их наслоения свидетельствуют о том, что эти отложения представляют собой авандельту. В пользу этого говорят также закартированные на шельфе и континентальном склоне долины, являющиеся руслами палео-



http://jurassic.ru/

Дона и палео-Кубани и их морскими продолжениями, промытыми мутьевыми потоками [11].

На юге Керченско-Таманского шельфа развиты миоцен-плиоценовые поверхности размыва. Рассмотрим фрагмент одного из временных разрезов по профилю 027606 (рис. 17). В северной части этого разреза отчетливо видно, как подошва четвертичных пород срезает плиоценовые и миоценовые отложения. Поверхность среза полого наклонена к югу и прослеживается на протяжении 6 км. Нижний из отражающих горизонтов, срезанных этой поверхностью, отнесен по увязке с разрезами суши к кровле сармата. Ниже описанного среза лежит еще одна денудационная поверхность. Сформировалась она, судя по тому что срезает только верхнемайкопские отложения, в раннемиоценовое время. Признаков диапиризма для этой части шельфа, в отличие от более северных его участков, не обнаружено. Поверхность верхнего среза перекрывается косонаслоенной четвертичной толщей дельтовых отложений. Мощность ее на протяжении 12 км изменяется от нулевых значений на севере до 2 км на юге. Рассматриваемый участок в миоцен-плиоценовое время, так же как и сейчас, находился на окраине Черноморской впадины. Поэтому невозможно определенно решить, являются ли описанные размывы результатом устойчивого поднятия и возникли в субаэральных условиях или же образовались на континентальном склоне Черноморской впадины.

В прогибе Сорокина корреляция верхних отражающих горизонтов сильно затруднена из-за складок, в ядрах которых отсутствуют какие-либо протяженные отражения, а значительные расстояния между профилями не позволяют коррелировать отражающие горизонты, минуя своды складок. На временных разрезах МОГТ, пересекших прогиб Сорокина, выделяется четыре толщи (см. рис. 13). Внизу прослеживается группа низкочастотных отражающих горизонтов, подстилающих мощную складчатую толщу и отнесенных к отражениям от домайкопских пород. Вышележащая складчатая толща мощностью 5—6 км отличается обедненностью регулярными отражениями. Судя по разрезу Керченско-Таманского прогиба, эта толща сложена глинами майкопского возраста. Еще выше залегает толща, характеризующаяся увеличением полезной записи в синклиналях и практическим исчезновением ее в сводах складок. Вероятно, эта толща, по аналогии с временными разрезами по Керченско-Таманскому шельфу, имеет среднемиоцен-плиоценовый возраст. Граница между миоцен-плиоценовыми и майкопскими отложениями в прогибе Сорокина намечена на временных разрезах не только по признакам в сейсмической записи, но и с учетом значений мощностей одновозрастных отложений в Керченско-Таманском прогибе и в Черноморской впадине, южнее прогиба Сорокина.

Из центральных частей глубоководной впадины в прогиб Сорокина мы попытались проследить горизонт В (подошва четвертичных отложений). В прогибе этот горизонт подстилает толщу,



http://jurassic.ru/

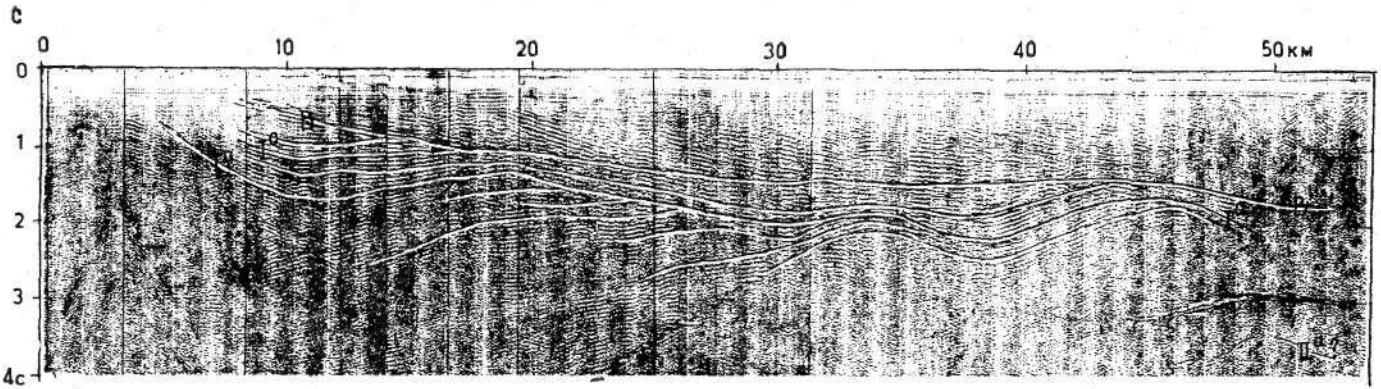



Рис. 17. Фрагмент временного сейсмического разреза Керченско-Таманского прогиба по профилю 06 МОГТ (расположение см. рис. 1)

Отражающие горизонты: В — в подошве антропогена; $I^{c}$ — в верхней части сарматских отложений; $I^{a}$ — в кровле майкопской серии; $II^{a}$ — предполагаемое положение кровли эоцена.

На разрезе представлен участок южного борта Керченско-Таманского прогиба. Видны две поверхности, срезающие к югу все более древние слои. Подошва антропогена (горизонт В), представленного мощной призмой косонаслоенных дельтовых отложений, срезает плиоцен-верхнемиоценовые слои. Второй срез приурочен к поверхности майкопских отложений (горизонт $I^{a}$). Здесь полого наклоненные на юг средне-верхнемиоценовые слои срезают поднимающиеся к югу отложения майкопской серии (20—30 км). Севернее, в синклинали (5—20 км) средний миоцен залегает, видимо, согласно на майкопских породах. В северном конце разреза записана диапировая антиклиналь, в ядре майкопские отложения выведены к поверхности дна



http://jurassic.ru/

которая по характеру сейсмической записи совершенно отлична от нижележащих отложений и очень похожа на четвертичные отложения в центральной части впадины. В этой толще на временных разрезах, так же как в одновозрастных отложениях, залегающих южнее, присутствуют многочисленные протяженные отражающие горизонты, свидетельствующие о ее хорошей расслоенности. Несколько отличает этот участок четвертичных отложений от более южного района только то обстоятельство, что залегание четвертичных отложений на отдельных участках осложнено растущими складками. Сейсмоакустические профили обнаружили, что отдельные складки даже проявляются в рельефе дна, а их майкопские ядра находятся вблизи поверхности дна [21]. Следовательно рост диапиров продолжался до настоящего времени.

## ГЛАВА 6. ТУАПСИНСКИЙ ПРОГИБ

Акватория Черного моря, прилегающая к побережью Западного Кавказа, была первым большим участком Черноморской впадины, изученным сейсморазведкой МОВ. Именно здесь отрабатывалась в 1968—1969 гг. аппаратура АНАП и вся эта часть моря была покрыта сетью профилей. Эти профили были тогда необычайно интересны, так как впервые столь наглядно и выразительно стали записываться временные разрезы (методом накопления на фотослое), а кроме того, впервые была обнаружена зона линейных складок в отложениях глубоководной впадины. Однако глубинность исследований АНАП не превышала 3 с под дном, и это оказалось одной из причин появления многочисленных недостаточно обоснованных выводов о геологическом строении региона.

Как возникают подобные выводы, станет ясно, если сравнить между собой временные разрезы профилей МОГТ и АНАП, помещенные на рис. 20. Прекрасно видная на профиле МОГТ полого наклонная кровля эоцена, не нарушенная никакими разрывами, подстилает отложения майкопской серии, смятые в крутые складки с разорванными и надвинутыми южными крыльями. Но она оказывается лежащей ниже предельной глубины записи профиля АНАП и на этих профилях не видна. Остается полный простор для домысливания глубинного строения. если не привлекать дополнительных данных из соседних участков.

Начав изучение геологии Черноморской впадины, мы главной своей задачей поставили установление эмпирических обобщений, вытекающих из конкретного фактического материала. Именно на этом участке моря мы сделали первый шаг, сопоставив данные по геологии суши с материалами морской сейсморазведки АНАП и придя к выводу, что складки эти сложены майкопскими глина-


http://jurassic.ru/

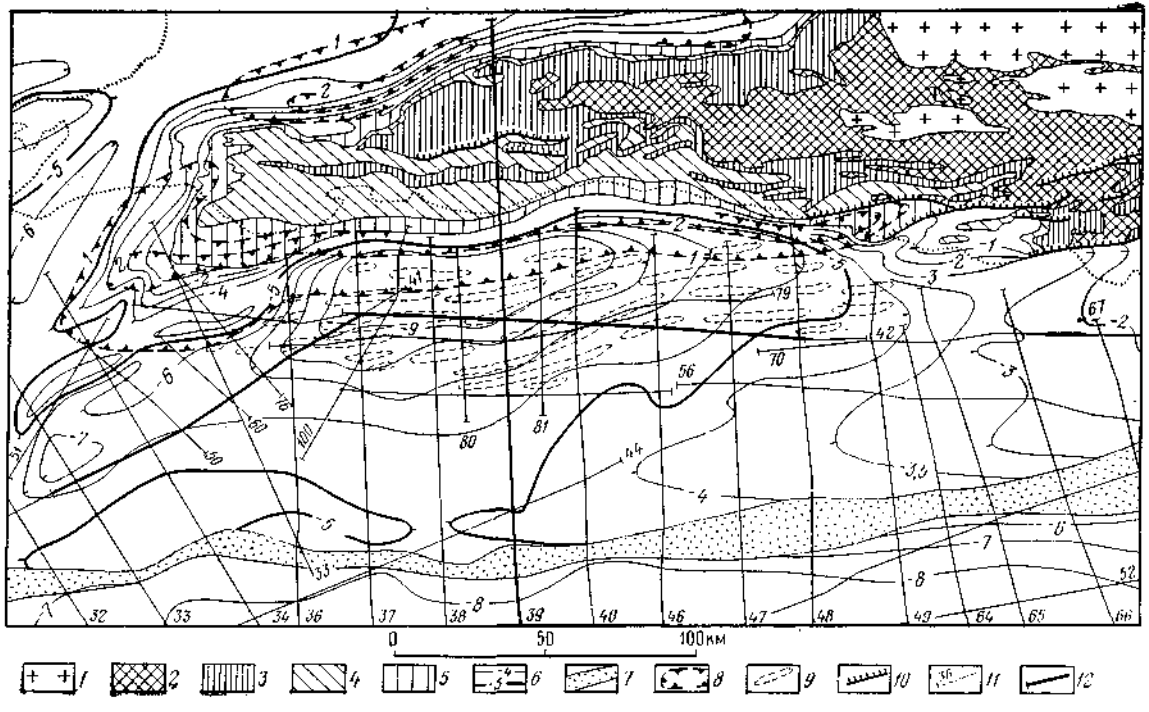



Рис. 18. Структурно-тектоническая схема Туапсинского прогиба.

Выходы на поверхность отложений: *1* — доюрских, *2* — юры, *3* — нижнего мела, *4* — верхнего мела, *5* — палеоцен-эоцена; *6* — изолинии кровли эоцена через 1 км; *7* — зона выклинивания отложений палеоцен-эоцена на южном крыле вала Шатского; *8* — изопахиты палеоцен-эоцена через 1 км; *9* — диапироподобные складки майкопской серии; *10* — надвиги; *11* — линии и номера сейсмических профилей МОГТ; *12* — линии сейсмогеологических разрезов

http://jurassic.ru/

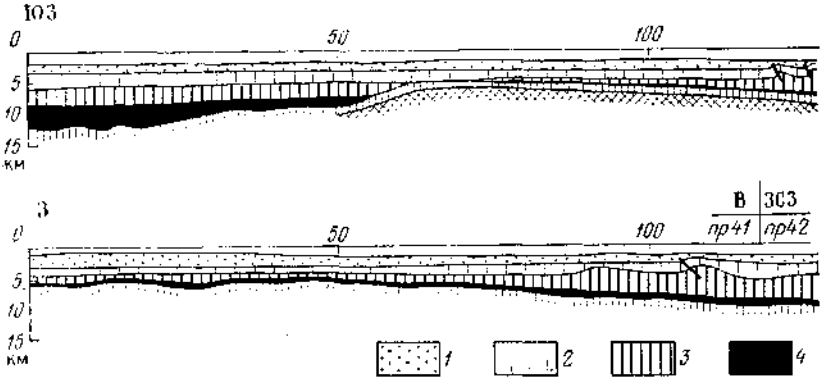



Рис. 19. Сейсмогеологические разрезы Туапсинского прогиба (расположение см. рис. 18)

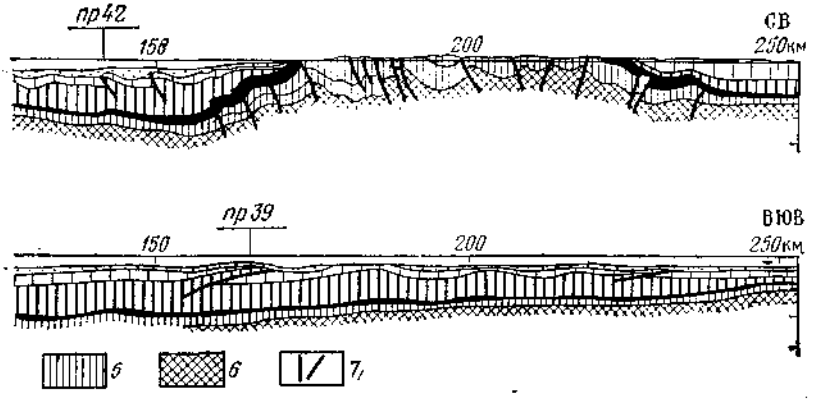
Отложения: *1* — антропоген, *2* — неоген, *3* — майкопская серия, *4* — палеоцен-эоцен, *5* — мел; *6* — юра; *7* — разломы

ми и указывают на существование глубокого Туапсинского прогиба [45].

Туапсинский прогиб располагается вдоль южного склона Западного Кавказа (рис. 18), начинаясь на востоке у Гагры и Сочи и заканчиваясь несколько западнее Анапы. Геологическое строение этой части Кавказа изучено достаточно подробно, однако с глубиной достоверность наших знаний быстро уменьшается. Схематизированные контуры геологической карты и разрез (рис. 19) дают общее представление о структуре Западного Кавказа. Он сложен смятыми в складки различного возраста мощными толщами юры и мела. Нижняя и средняя юра представлена аргиллитами, флишоидными свитами, в аалене и байосе — вулканогенными породами (порфиритовая свита в бассейне Мзымты и восточнее). Суммарная мощность всех свит нижней и средней юры достигает 7 км [15]. Верхняя юра на большей части Западного Кавказа также образована терригенно-карбонатным флишем и лишь в южной части (хребет Ахцу, верховье Мацесты) верхнеюрский флиш замещается массивными рифогенными известняками. Мощность верхней юры колеблется от сотен метров до 1,5—2 км. В основном флишем и глинистыми толщами сложен и разрез мела в Западном Кавказе. Нижний мел на р. Пшиш достигает мощности 4 км, по-видимому, постепенно уменьшаясь к западу. Почти такую же мощность имеет и верхний мел. Но области прогибания, линейно вытянутые, смещены относительно друг друга во времени. Можно предполагать, что под наиболее прогнутой в верхнем мелу частью Новороссийского флишевого синклинория мощность нижнего мела не будет максимальной.

Общее сокращение мощности мела и изменение его формационного состава происходит в районе хребта Ахцу. Здесь устанавливается южный борт флишевого прогиба и мощность меловых


http://jurassic.ru/




отложений составляет уже всего 1,5—2 км. В этой пограничной зоне располагаются и палеогеновые прогибы — Тунская синклиналь, сложенная палеоцен-эоценовыми флишевыми отложениями мощностью до 1,5—2 км, и Сочи-Адлерская депрессия, выполненная глинистой толщей олигоцена, до 1—1,5 км мощности. Оба эти прогиба продолжаются на запад, в акваторию. Их можно видеть на рис. 43, *в* разделенными линией надвига, приуроченной на разрезе к береговой полосе.

Флишевый прогиб палеогена очень неширок: в районе Сочи южный его борт почти совпадает с зоной резкого изменения мощностей и фаций мела, а северный ограничен запрокинутым к югу крылом и пологим надвигом, который переходит в покров. Западнее вдоль побережья местами сохранились неширокие полосы палеоцен-эоценовых флишевых отложений. Последний к западу наиболее широкий участок располагается между Мысхако и Утришем.

В целом Западный Кавказ, примерно от Лазаревской и до Анапы, неширок (не более 50—60 км) имеет антиклинальное строение, что хорошо видно на рис. 18. Юрские отложения, выступающие в ядре мегантиклинория, к югу сменяются нижнемеловыми, затем верхнемеловыми, и вдоль побережья появляются палеоцен-эоценовые породы. Благодаря косому по отношению к берегу моря простиранию южной границы флишевого синклинория и срезанию палеогеновых прогибов эти границы с той или иной степенью достоверности можно экстраполировать в акваторию.

Туапсинский прогиб в настоящее время вполне достоверно закартирован морской сейсморазведкой МОГТ по отражающему горизонту $II^а$ в кровле эоцена (см. рис. 18). Это выдержанный, повсеместно прослеженный горизонт, и характер его залегания, кроме карты, хорошо виден и на разрезах (см. рис. 19 и 20). Прогиб отличается пологим южным и очень крутым северным крылом. Горизонт $II^а$ и залегающий очень близко под ним горизонт III прослеживаются по всем поперечным профилям с юга на север, почти до основания континентального склона. При этом наблю-


http://jurassic.ru/

дается только наклон этих горизонтов на север или горизонтальное их залегание. Северное узкое и крутое крыло прогиба на временных разрезах МОГТ записано быть не может. Достаточно уверенно определяется лишь положение поверхности эоцена и наиболее опущенной части прогиба, вблизи подошвы северного его крыла. На участке континентального склона от Утриша до Геленджика К. М. Шимкус драгированием в ряде мест установил коренные выходы эоцена на глубинах от 250 до 1000 м [50]. Наличие палеоцен-эоценовых пород в северном крыле прогиба, таким образом, установлено. Размах крыла по кровле эоцена составляет от 5 до 9 км, средняя крутизна его наклона достигает 40°. О характере тектоники крыла пока можно только догадываться. Поскольку в юго-восточном окончании прогиба, там, где он в районе Сочи выходит на сушу, северное крыло его осложнено надвигами и даже покровом, есть основание ожидать наличия надвиговых структур и в средней, более прогнутой части прогиба, где размах опускания больше и крыло в среднем круче. При составлении разреза по направлению профиля МОГТ 39 мы предположительно построили северное крыло прогиба с учетом этого обстоятельства. Следует заметить, что аналогичное строение имеет и хорошо закартированный и разбуренный северный склон Западного Кавказа (см. рис. 19).

Южное крыло Туапсинского прогиба очень пологое и амплитуда его в два раза меньше, чем северного. Кровля эоцена здесь в наиболее высоком положении, на перегибе свода вала Шатского залегает на абсолютных глубинах 3,5—5 км, будучи перекрыта толщей неоген-антропогеновых отложений и слоем морской воды, достигающим 2 км. Вал Шатского разделяет Туапсинский прогиб и Восточно-Черноморскую впадину, с которой он сочленяется относительно пологой флексурой. Амплитуда перегиба ее по кровле эоцена составляет 2—3 км. Эта флексура формировалась длительно, в течение палеоцена — эоцена (что видно из резкого различия мощностей этих отложений в поднятом и опущенном крыльях, т. е. на валу Шатского и в Восточно-Черноморской впадине), а также в течение майкопа (аналогичное изменение его мощностей). Благодаря флексуре вал Шатского имеет характерное поперечное сечение, повторяющееся от профиля к профилю на всем протяжении.

По этим профилям, увязанным с площадной съемкой МОВ, выполненной ранее на Гудаутском своде, отражающий горизонт $II^а$ уже достаточно надежно привязан к кровле эоцена и, как уже сказано, прослежен по всей площади Туапсинского прогиба и вала Шатского. Равным образом привязан к кровле меловых отложений и горизонт III. По профилям 34, 35, 60 и 76 горизонты $II^а$ и III в разрезе вала Шатского в первом приближении согласуются с одноименными горизонтами на Анапском выступе, где они опознаны по корреляции с береговыми разрезами.

Надо добавить к этому, что стратиграфические сопоставления, проведенные по разным структурам, по разным горизонтам, в


http://jurassic.ru/

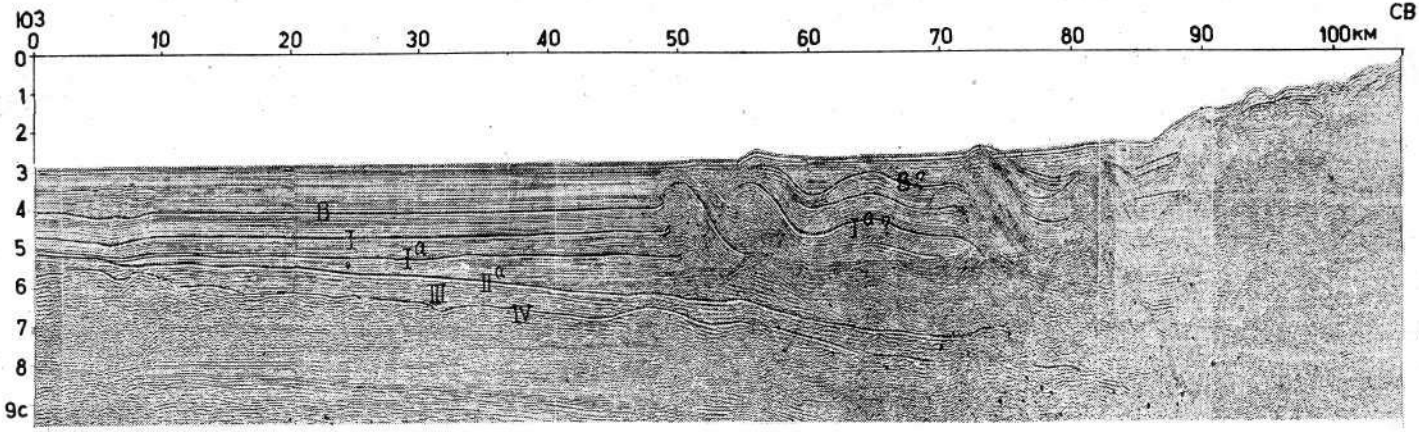
разных участках моря, тем не менее, соответствуют в общем друг другу, что укрепляет и подтверждает наши построения, основывающиеся прежде всего на структурных сравнениях. Так, горизонт $II^а$ в Западно-Черноморской впадине, непосредственно увязанный с береговыми скважинами Болгарии, хорошо соответствует по своему структурному положению и стратиграфической последовательности горизонту $II^а$ в Восточно-Черноморской впадине, а отсюда, несмотря на его выпадение в разрезе ее северного крыла, отчетливо параллелизуется с горизонтом $II^а$ на своде вала Шатского.

По всем разрезам профилей МОГТ на южном крыле Туапсинского прогиба мощность палеоцен-эоценовых отложений не превышает первых сотен метров. Однако на нескольких профилях в погруженной осевой части прогиба наблюдается расхождение горизонтов $II^а$ и III к северу и увеличение мощности палеоцен-эоцена до 1 км. И, как мы видели выше, в море раскрывается узкий палеоцен-эоценовый прогиб (Тунская синклиналь) с мощностью отложений до 1,5—2 км. На Анапском выступе мощность этих отложений также приближается к 2 км. Таким образом, с известным приближением мы можем наметить вдоль континентального склона неширокий, но длинный флишевый палеоцен-эоценовый прогиб (см. рис. 18). По площади и размаху прогибания он существенно меньше майкопского Туапсинского прогиба. Примерно такой же палеоцен-эоценовый прогиб расположен и вдоль северного склона Западного Кавказа.

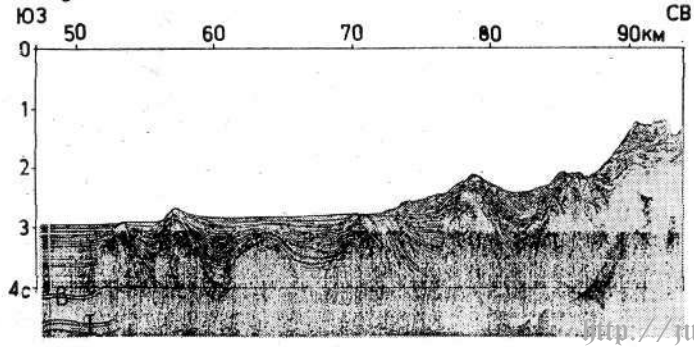
Меловые отложения на склоне вала Шатского и на южном крыле Туапсинского прогиба, как и палеоцен-эоценовые, имеют небольшую мощность — порядка 1—1,5 км, и возрастать она начинает, вероятно, только под северным крылом Туапсинского прогиба. Отражения от кровли юры прослеживаются по всей ширине вала Шатского от погружения его южного крыла в Восточно-Черноморскую впадину и почти до осевой зоны Туапсинского прогиба. Вдоль по валу этот отражающий горизонт с большой долей условности протянут от Гудаутского свода, где он уже достаточно хорошо скоррелирован с разрезами береговых скважин, до западного конца вала. Структура этой поверхности (см. рис. 23) в общем конформна кровле мела (Подробнее о ней см. главу 7).

Собственно Туапсинский прогиб возник и сформировался в майкопское время, что отчетливо читается на продольном и поперечном его разрезах (см. рис. 19). Мощность майкопских отложений в нем достигает 5 км. Разрез вдоль оси, на концах немного смещающийся в сторону южного борта, тем не менее, с полной отчетливостью определяет замыкания прогиба на северо-западе и юго-востоке, его длину порядка 200—250 км. Поперечный разрез иллюстрирует его несимметричность, читающуюся не только в наклонах крыльев по кровле эоцена, но и в изменении мощности майкопских отложений; определяет его среднюю ширину около 50 км. Складки, в которые смята майкопская толща, на разрезах ясно читаются как диапироподобные. Кровля эоцена в основании

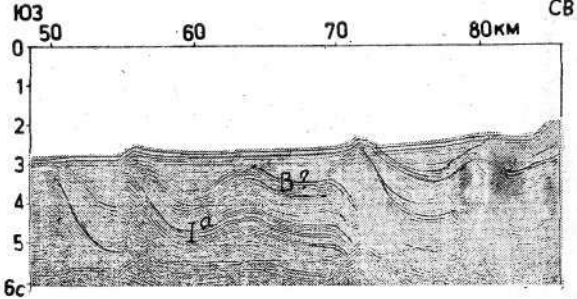
http://jurassic.ru/




в




б




http://jurassic.ru/

антиклиналей испытывает лишь почти незаметные пологие изгибы, в то время как по кровле майкопа это крутые складки амплитудой до 1 км и более, нередко с разорванными и надвинутыми южными крыльями (рис. 20). Характерны большая ширина синклиналей сравнительно с антиклиналями, а также линейность антиклиналей. Сейчас, после проведенных площадных работ МОГТ, уже можно с достаточной уверенностью говорить о том, что длина отдельных антиклиналей измеряется десятками километров при средней ширине их менее 5 км.

Послемайкопские отложения, в отличие от майкопа, лежат и на валу Шатского, и в Туапсинском прогибе сплошным покровом почти постоянной мощности. Она очень плавно и медленно уменьшается в направлении с юга на север. На поперечном разрезе (см. рис. 19) это видно очень хорошо. Отсюда ясно, что вал Шатского в послемайкопское время был вовлечен в опускание наряду с Восточно-Черноморской впадиной и Туапсинским прогибом. Глубоководная впадина расширилась и ее северный континентальный склон совместился с северным крылом Туапсинского прогиба. В результате, как это легко читается на разрезе, Туапсинский прогиб в послемайкопское время испытал значительный поперечный перекос: его северный борт поднялся за этот период по отношению к южному на 4—5 км. Очевидно, этот перекос вызвал и запрокидывание и смещение к югу майкопских антиклиналей, которые продолжали расти в неогене и антропогене. Их рост продолжается и в настоящее время, о чем свидетельствуют довольно высокие гряды на дне моря, соответствующие сводам антиклиналей (см. рис. 20). На гребнях некоторых из них драгированием обнаружены выходы нижнеплиоценовых пород, хотя в синклиналях подошва антропогена погружена на значительную глубину, измеряемую сотнями метров (см. отражающий горизонт В на рис. 20). Следует добавить, что этими же работами на континентальном склоне, кроме коренных пород эоцена, были обнаружены и выходы майкопских глин.

Рис. 20. Временной сейсмический разрез через Туапсинский прогиб (расположение см. рис. 1)

*а* — профиль 39 МОГТ (1980 г.), *б* — дифракционное преобразование сейсмозаписи по участку этого же профиля; *в* — профиль V МОВ АНАП (1970 г.), почти совпадающий в плане с профилем 39 МОГТ.

Отражающие горизонты: В — *в подошве антропогена*, I — *в подошве плиоцена*, Iа — в кровле майкопской серии; IIа — в кровле эоцена, III — в кровле верхнего мела (в подошве кайнозойской толщи), IV — в кровле нижнего мела (?) На разрезе 39 по горизонтам IIа и III отчетливо видны пологий южный борт и дно прогиба, выполненного *отложениями майкопской серии*, неогена и антропогена. Крутой северный борт прогиба на временно́м разрезе не виден. На графике Д преобразования (*б*) из сейсмозаписи исключены дифрагированные волны-помехи, что позволяет яснее увидеть строение диапировых складок, осложненных надвигами. Профиль V АНАП, пересекающийся под острым углом с профилем 39 МОГТ в точке 50 км, идет почти параллельно ему, расходясь в северном конце всего на 7 км

http://jurassic.ru/

Шельф и континентальный склон Абхазии и Мегрелии, которые мы рассматриваем в этой главе, закартированы сейсморазведкой МОВ и МОГТ в масштабах 1:200 000 и 1:100 000. На некоторых локальных поднятиях проведена съемка масштаба 1:50 000. В тектоническом отношении эта часть моря представляет собой продолжение Грузинской глыбы и характеризуется сравнительно небольшой мощностью и пологим залеганием кайнозойских и меловых пород. Строение их изучено достаточно хорошо. На прилегающей суше меловые породы повсеместно обнажаются по периферии Колхидской впадины и в ядрах крупных антиклиналей, а также полностью или частично пройдены всеми глубокими скважинами. Кровле известняков дания — палеоцена соответствует опорный отражающий горизонт III, прослеженный по всей площади шельфа и континентального склона. Уверенно выделяются и горизонты $III^а$ и $III^б$, связанные с подошвой турона и кровлей апта.

Сведений о юрских отложениях значительно меньше. Об их литологии и структурных формах в пределах моря и Колхидской низменности можно судить главным образом по аналогии с соседними областями. Скважин, вскрывших юрские отложения, немного, почти все они остановлены в верхней юре и только три — Очамчири 4, Самтредиа 1 и Парцханаканеби 1 — вскрывают среднюю юру. Отражающий горизонт в кровле юры более или менее надежно выделяется на Очамчирском своде, а на Гудаутском своде прослежен только по сравнительно редким профилям МОГТ, отработанным в 1982 г.

## 7.1. Строение кайнозойских отложений

Подошва кайнозойских отложений Гудаутско-Очамчирского района четко определяется положением сейсмического горизонта III, соответствующего кровле известняков дания — палеоцена. Этот горизонт был установлен еще при первых работах КМПВ и МОВ на шельфе Грузии в 1962—1963 гг. В. А. Левченко, Ю. П. Непрочновым, В. Н. Москаленко. Тогда же он получил стратиграфическую привязку, подтвержденную впоследствии прибрежными скважинами Очамчирской площади. На структурной карте, составленной по этому горизонту (рис. 21), отчетливо видны все тектонические формы подошвы кайнозоя. В море это пологие Гудаутское и Очамчирское сводовые поднятия, разделенные Эшерской впадиной. Гудаутское поднятие по изогипсе −2 км вытянуто в меридиональном направлении примерно на 50 км при ширине 35 км. На его своде выделяются две локальные структуры, Центрально-Гудаутская и Южно-Гудаутская, оконтуренные изогипсой −1,5 км. На западе Гудаутский свод ограничен субмеридиональ-


http://jurassic.ru/

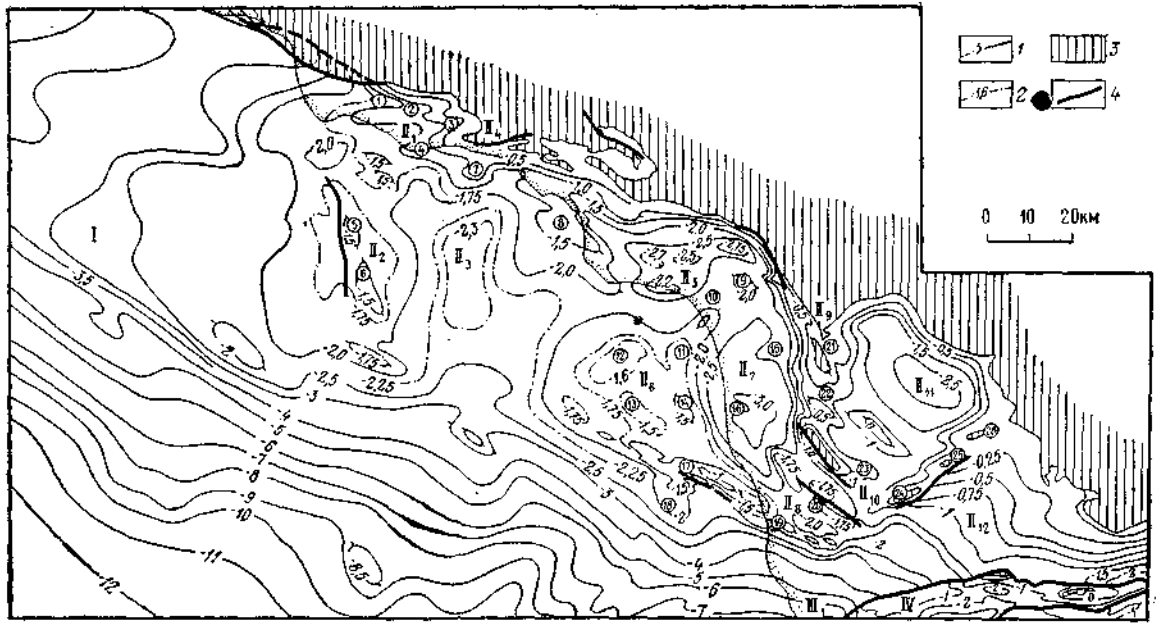



Рис. 21. Структурная карта Гудаутско-Очамчирского района по кровле мела

*1* — изогипсы кровли верхнего мела через 0.5 км; *2* — дополнительные изогипсы произвольного сечения; *3* — выходы на поверхность меловых и более древних пород; *4* — разломы.

I — вал Шатского; $II_1$—$II_2$ — структуры Грузинской глыбы (*впадины*: $II_1$ — Гудаутская, $II_3$ — Эшерская, $II_5$ — Самурзаканская, $II_7$ — Очамчирская, $II_{11}$ — *Мегрельская*, $II_{12}$ — Цулукидзевская; *поднятия*: $II_2$ — Гудаутское $II_4$ — Сухумское, $II_6$ — Очамчирское, $II_8$ — Центрально-Колхидское, $II_9$ — Окумский выступ, $II_{10}$ — Южно-Мегрельское); III — Восточно-Черноморская впадина ($III_1$ — Рионо-Супсинский прогиб); IV — Аджаро-Триалетская складчатая зона: 1 — Чубурхвинская, 3 — Куланурхвская *антиклинали* (цифры в кружках): 2 — Звандрипшская, 4 — Приморская, 5 — Центрально-Гудаутская, 6 — Южно-Гудаутская, 7 — Ново-Афонская, 8 — Кодорская, 9 — Поквешская, 10 — Очамчирская, 11 — Очамчири-море, 12 — Западно-Очамчирская, 13 — Южно-Очамчирская, 14 — Восточно-Очамчирская, 15 — Гальская, 16 — Оквинарская, 17 — Кулевская, 18 — Южно-Кулевская, 19 — Чаладидская, 20 — Квалонская, 21 — Сатанджойская, 22 — Зугдидская, 23 — Уртинская, 24 — Экская, 25 — Накалакевская, 26 — Абедатская; *Синклинали*.



http://jurassic.ru/

ной флексурой меловых пород, по которой он сочленяется с валом Шатского. Амплитуда флексуры около 500 м, она плохо выражается в принятом сечении изогипс, но хорошо видна на временных разрезах.

Северо-восточнее Гудаутского свода выделяется одноименная впадина, расположенная гипсометрически выше свода, но хорошо выраженная на суше как неогеновый прогиб, окаймленный выходами меловых и юрских пород. На севере впадина граничит с южным крылом Гагринской антиклинали, а на востоке с Сухумским поднятием. Сухумское поднятие сложено меловыми породами, смятыми в складки широтного простирания. Складки меловых пород испытывают максимальный подъем шарниров вдоль меридиональной линии, проходящей через центр поднятия, а затем погружаются как в восточном, так и в западном направлениях [6]. На западе они, выполаживаясь, протягиваются под неогеновым покровом Гудаутской впадины и выходят на акваторию моря, где постепенно затухают.

Южнее Сухумского поднятия меловые породы в пределах шельфа образуют несколько складок, наиболее крупными из которых являются Ново-Афонская и Кодорская антиклинали. Каждая из этих складок простирается в северо-западном направлении, но вместе они составляют субмеридиональный выступ поверхности мела, который дальше на юго-восток через седловину соединяется с Очамчирским сводом.

Очамчирский свод имеет изометричные очертания и осложнен несколькими локальными структурами с амплитудой 100—200 м. Подошва кайнозойских отложений в пределах свода залегает на глубине 1,5—1,6 км. Вместе с отмеченным выше выступом кровли мела он образует обширную приподнятую зону, занимающую шельф и верхнюю часть континентального склона от мыса Анаклия до Сухуми. На западе эта зона граничит с Эшерским прогибом, раскрывающимся в сторону глубоководной котловины, а на востоке — с Очамчирской и Самурзаканской впадинами, расположенными на суше. В Очамчирской впадине кровля мела погружена до отметок −3,5 км. Самурзаканская впадина прогнута несколько меньше. Впадины разделены пологой перемычкой, в которую входят Очамчирское, Поквешское и Ткварчельское локальные поднятия. Перемычка хорошо читается в структуре кровли мела и сохраняется в мощностях майкопских и неогеновых отложений. Самурзаканская впадина вытянута в северо-западном направлении, параллельно южному склону Кавказа. Очамчирская впадина имеет более изометричные очертания и меридиональную ориентировку. На севере эти структуры ограничены Абхазско-Мегрельской флексурой, а на востоке — Окумским выступом и антиклиналями Южно-Мегрельского поднятия.

Южнее Очамчирской впадины выделяется Центрально-Колхидское поднятие, включающее Квалонскую и Чаладидскую антиклинали. На своде Квалонской антиклинали кровля мела вскрыта скважинами на глубине 700 м, в Чаладидской антикли-


http://jurassic.ru/

нали — на глубине 1700 м. Продолжением Центрально-Колхидского поднятия в море является цепочка антиклинальных складок, вытянутых в северо-западном направлении вдоль южных склонов Очамчирского и Гудаутского сводов. Наиболее крупная из них — Кулевская антиклиналь — прослеживается на 40 км от берега. Это — валообразная, сложно построенная складка с амплитудой свыше 0,5 км, на своде которой глубина залегания поверхности мела не превышает 1 км. Южное крыло антиклинали на некоторых участках опущено по сбросам с амплитудой 500—800 м.

Центрально-Колхидское поднятие и продолжающая его группа структур представляют собой надфлексурную зону складок, южнее которой пологолежащие слои мела перегибаются и погружаются под мощную толщу кайнозойских отложений Восточно-Черноморской глубоководной впадины. Прямым продолжением Восточно-Черноморской впадины на суше является Рионо-Супсинский прогиб, в котором подошва кайнозоя погружена до отметок −4, −5 км.

Из описания структуры кровли мела видно, что мощность кайнозойских отложений в Гудаутско-Очамчирском районе колеблется от 1 до 3,5 км, причем максимальных значений она достигает на суше, в Очамчирской и Самурзаканской впадинах.

Палеоцен — эоцен отличается сравнительно небольшой мощностью — от 350 м во впадинах до первых десятков метров на поднятиях. На некоторых локальных структурах, как, например, на Квалонской антиклинали, эти отложения полностью размыты. Палеоцен в Колхидской впадине сложен глауконитовыми известняками и мергелями мощностью 50—80 м. В северной части впадины, в междуречье Ингури и Бзыби, развиты грубослоистые зоогенные известняки, несогласно перекрывающие различные горизонты мела [6, 16]. Эоцен представлен свитой фораминиферовых глинистых мергелей. Нижний горизонт этой свиты, относящийся к нижнему — среднему эоцену, по периферии Колхидской впадины замещается нуммулитовыми известняками с прослоями мергелей.

Примерно такой же литологический состав отложения палеоцена — эоцена, очевидно, сохраняют на всей площади Гудаутско-Очамчирского шельфа. Отделить их от верхнемеловой толщи по материалам сейсморазведки довольно сложно. Сходство литологии верхнемеловых и палеогеновых пород и небольшая мощность палеогена приводят к тому, что отражения от этих комплексов сливаются в одну группу горизонтов, обладающих близкими динамическими признаками. Однако работы последних лет дают возможность более или менее надежно опознать отложения палеоцена — эоцена на валу Шатского, на Гудаутском своде и в Эшерской впадине.

На валу Шатского палеоцен — эоцен установлен путем сопоставления сейсмической записи, полученной в пределах вала и в Восточно-Черноморской впадине. На рис. 41, представляющем собой фрагмент временного разреза по профилю 49, хорошо вид-

http://jurassic.ru/

ны отражающие горизонты, связанные с палеоцен-эоценовой толщей Восточно-Черноморской впадины. Хорошо видна и подошва этой толщи (горизонт III), которая по сумме имеющихся у нас фактов скорее всего соответствует размытой поверхности меловых пород. Кровля эоцена (горизонт $II^a$) поднимается вверх по южному склону вала Шатского, сложенному меловыми породами, и прислоняется к нему, немного не доходя до его бровки. Поверхность меловых пород образует на бровке небольшую антиклиналь и следится дальше на своде и северном крыле вала Шатского, а сверху к ней прилегает четкий, акустически сильный отражающий горизонт, очень похожий по форме записи на отражения от палеоцен-эоценовых пород Восточно-Черноморской впадины. К северу этот горизонт погружается под складки майкопских отложений Туапсинского прогиба. Мощность выделенной таким путем палеоцен-эоценовой толщи составляет 200—400 м на своде и северном крыле вала Шатского, увеличиваясь до 2 км в Туапсинском прогибе.

На Гудаутском своде с палеоцен — эоценом была отождествлена пачка «тонкослоистых» высокочастотных отражений, несогласно перекрывающая более низкочастотную группу горизонтов, связанных с верхним мелом (Д. Ф. Исмагилов). По этим признакам нам удалось в первом приближении проследить палеоцен — эоцен на остальной площади Гудаутского свода.

Отражения, сопоставленные с кровлей и подошвой палеоцена — эоцена на валу Шатского и Гудаутском своде, хорошо увязываются между собой и удовлетворительно согласуются с разрезом прибрежной скважины Пицунда 2. Дальше на восток они уверенно прослеживаются в Эшерскую впадину. Мощность отложений палеоцен — эоцена в Эшерской впадине примерно такая же, как на валу Шатского, 200—300 м. На склонах Гудаутского свода они уменьшаются в мощности до первых десятков метров, но тем не менее прослеживаются по всему своду, срезая более круто поднимающиеся слои верхнего мела. Особенно резкое несогласие наблюдается на Южно-Гудаутском поднятии, где размыты не только верхнемеловые, но и значительная часть нижнемеловых отложений.

На Очамчирском своде палеоцен — эоцен тоже существенно уменьшается в мощности, а на некоторых участках, возможно, вообще отсутствует. Во всяком случае, признаки выклинивания этих отложений наблюдаются на сейсмопрофилях, пересекающих Эшерскую впадину и выходящих на свод. К сожалению, пока не удалось выделить палеоцен — эоцен на поднятиях Очамчири-море и Западно-Очамчирском, где возможна наиболее надежная привязка сейсмических данных к прибрежным скважинам, вскрывающим 120—140 м палеоцен-эоценовых отложений. Выполненные здесь работы МОГТ имеют недостаточную разрешающую способность, так как они были нацелены главным образом на юрский комплекс и проводились по методике, обеспечивающей максимальную глубинность.


http://jurassic.ru/

Таким образом, в палеоцен-эоцене уже существовали все основные тектонические формы, выделяющиеся по подошве кайнозоя, но амплитуда их не превышала первых сотен метров. Наиболее поднятой структурой был Очамчирский свод, где мощность палеоцен-эоцена минимальна. Гудаутский свод был сильнее поднят и испытывал размыв в позднем мелу, но затем был втянут в погружение, очевидно, связанное с прогибанием Восточно-Черноморской впадины, и перекрыт маломощной пачкой палеоцен-эоценовых отложений.

В кровле майкопа проявляются все перечисленные структуры, за исключением Самурзаканской впадины, которая была в значительной степени заполнена майкопскими отложениями и приобрела расплывчатые очертания. Майкопские отложения в Колхидской впадине представлены в основном теми же темно-серыми и коричневыми некарбонатными глинами, что и в других районах Причерноморья. Обогащение грубообломочным материалом наблюдается в краевых зонах седиментационного бассейна, особенно в верхних горизонтах майкопской серии, в которых типично майкопские глины чередуются с пластами грубозернистых песчаников и конгломератов. Максимальная мощность майкопа (до 1 км) наблюдается на суше — в Гудаутской, Самурзаканской и Очамчирской впадинах. В сторону моря, как это видно из разрезов прибрежных скважин, мощность майкопа сокращается до 500—600 м. На Гудаутском своде она уменьшается до 300 м, а на Очамчирском своде — до 150—200 м. Эшерская впадина в майкопе продолжала развиваться как тектонический прогиб: на сейсмопрофилях видно, что от сводов по направлению к ней происходит увеличение мощности майкопа до 500—600 м. Однако в центре впадины значительная часть майкопских отложений уничтожена последующим размывом, благодаря чему здесь вырисовывается область небольшой мощности майкопа, расширяющаяся в сторону континентального склона.

Помимо отмеченных колебаний мощности майкопа, на всей площади Гудаутско-Очамчирского района наблюдается общее уменьшение ее с севера на юг, в сторону континентальной флексуры. На временны́х разрезах морских сейсмических профилей майкопская толща четко ограничена отражающими горизонтами $I^a$ и $II^a$ или III. Стратиграфическая привязка горизонта $I^a$ осуществлена в скважинах Очамчири, Сухуми, Гудаута. Привязка не всегда может быть выполнена строго из-за резкого ухудшения качества сейсмического материала в прибрежной мелководной зоне, но ряд дополнительных признаков, в частности осветленный тон записи, связанный с отсутствием хороших отражателей в монотонной толще майкопских глин, позволяют достаточно надежно опознать майкоп на временны́х разрезах. У северного побережья мощность отложений, ограниченных горизонтами $I^a$ и $II^a$, составляет 0,5—0,8 км. К югу и юго-западу эти горизонты сближаются и майкопские отложения выклиниваются на верхнем колене флексуры континентального склона. Здесь же выклинивается и нижe-

http://jurassic.ru/

лежащая толща палеоцен-эоцена, с той разницей, что она погружается несколько дальше по склону. Аналогичная ситуация зафиксирована скважинами на Центрально-Колхидском поднятии, где отсутствуют майкопская серия, средний миоцен и сармат, а мэотические глины ложатся с размывом на маломощную карбонатную пачку верхнего мела — эоцена.

Отложения среднего миоцена — сармата Колхидской впадины отличаются пестротой литологического состава, подчас резко меняющегося на сравнительно коротких расстояниях. На севере впадины, в Гудаутской и Самурзаканской депрессиях, преобладают конгломераты с пластами песчанистых глин. Южнее, в бассейне р. Моква и на восточном борту Очамчирской депрессии, развиты в основном песчанистые карбонатные глины с прослоями мергелей, песчаников и конгломератов. Характер изменения мощности среднего миоцена — сармата такой же, как и у майкопской серии. Максимальных значений (1,2—1,4 км) она достигает во впадинах, вытянутых вдоль южного склона Кавказа и его отрогов, уменьшаясь к побережью до 600—700 м. На Гудаутско-Очамчирском шельфе мощность среднего миоцена — сармата не превышает первых сотен метров, причем на сводах сокращения мощности уже не наблюдается. Область минимальных мощностей этих отложений (100—150 м) совпадает с бровкой континентальной флексуры, но в отличие от майкопской толщи они выклиниваются не на всем протяжении флексуры, а только на отдельных ее участках, какими являются крутой южный склон Гудаутского свода и локальные поднятия южного склона Очамчирского свода.

Вышележащие отложения мэотиса — плиоцена в целом характеризуются моноклинальным погружением с северо-востока на юго-запад. Мощность их постепенно уменьшается в том же направлении от 1 км на суше до 100—200 м на континентальном склоне. В залегании этой толщи отражаются только наиболее крупные тектонические формы. Лучше других заметны Центрально-Колхидское поднятие и Гудаутский свод. Почти не читается Очамчирский свод, как и Самурзаканская впадина, которая сливается с Очамчирской впадиной в одну депрессию. На большей части шельфа мощность мэотиса — плиоцена несколько больше, чем мощность среднего миоцена — сармата: 500—800 м против 300—500 м, что связано, видимо, как с размывом миоценовых отложений, так и с увеличением темпа прогибания Гудаутско-Очамчирского шельфа в плиоцене.

Следы размыва обычны в этом районе. Особенно отчетливо выражена предмэотическая поверхность размыва, распространенная в Западной Грузии практически повсеместно — от Гурийского прогиба до Гудаутской впадины. В море она, в частности, хорошо видна на сейсмопрофилях, пересекающих Кулевскую антиклиналь вблизи берега, где подошва мэотиса срезает отложения миоцена и майкопской серии и ложится на размытую поверхность верхнего мела. Другим участком, где хорошо читается предмэотический размыв, является район поднятия Очамчири-море.


http://jurassic.ru/

Кровля миоцена образует здесь несколько резких изгибов, которые не могут быть объяснены структурными осложнениями и несомненно представляют собой эрозионные формы рельефа. Надежно закартировать их по имеющимся сейсмическим материалам не удается, однако складывается впечатление, что эрозионные долины раскрываются на восток, в Очамчирскую впадину. О характере размыва однозначно судить невозможно. По-видимому, преобладали подводные процессы, признаки которых в некоторых случаях проявлены довольно отчетливо.

Примером длительно развивавшейся подводной долины является Эшерский прогиб. Он, по существу, представляет собой морфоструктурный залив, раскрывающийся в глубоководную впадину. В силу этого в течение всего кайнозоя он являлся удобной ложбиной стока для поступающего терригенного материала. Центральная часть прогиба отличается заметным уменьшением мощности майкопа и неогена, что связано, по-видимому, с неоднократно накладывавшимися друг на друга процессами размыва. Интенсивный сток терригенного материала по Эшерской депрессии продолжается до настоящего времени. В современном рельефе дна это широкая долина, занятая мощным конусом выноса реки Кодори.

Сравнение мощностей стратиграфических подразделений кайнозоя позволяет установить некоторые различия в истории развития Гудаутского и Очамчирского сводов, не читающиеся в структуре кровли мела. Гудаутский свод по сравнению с Очамчирским характеризуется несколько повышенными мощностями майкопа и миоцена, что говорит о более интенсивном прогибании этого участка в течение указанного времени. В плиоцене мощности выравниваются. Очамчирский свод, как и вал Шатского, уже в мэотисе втягивается в расширяющееся прогибание Черноморской впадины. Отражающий горизонт $I^м$, соответствующий подошве мэотиса, на многих участках Очамчирского свода непрерывно прослеживается из глубоководья на шельф и дальше в сторону суши. На суше трансгрессивная толща мэотиса, залегающая на размытой поверхности верхнего мела — эоцена, вскрыта скважинами на Центрально-Колхидском поднятии. Гудаутский свод, в отличие от Очамчирского, и в плиоцене отделялся от глубоководной впадины уступом. Поверхность размыва, формирующаяся на флексуре континентального склона, на южном борту Гудаутского свода непрерывно прослеживается снизу вверх, последовательно переходя с меловых отложений на майкопские, миоценовые и затем на плиоценовые, что говорит об устойчивом положении здесь материкового склона в течение всего кайнозоя.

В антропогене Очамчирский свод погружался уже существенно быстрее Гудаутского. Мощность антропогена на Очамчирском своде колеблется от 300 до 800 м, в то время как на большей части Гудаутского свода она не превышает 300 м. Вал Шатского в это время был полностью вовлечен в опускание глубоководной впадины и перекрыт чехлом четвертичных отложений мощностью

http://jurassic.ru/

до 1 км. Гудаутский свод по периферии тоже был втянут в опускание. В результате погружения вала Шатского и Очамчирского свода сформировались западный и восточный склоны современной Гудаутской отмели. Как и на древнем континентальном склоне, неогеновые отложения на них в значительной степени размыты, но размыв этот не сопровождается первичным уменьшением мощности неогена, что говорит о молодом, преимущественно антропогеновым возрасте этих склонов.

### 7.2. Строение меловых и юрских отложений

Меловые отложения Колхидской впадины по литологии и характеру изменения мощностей разделяются на три толщи: массивные и грубослоистые известняки неокома — апта, мергельно-вулканогенные отложения альба — сеномана и тонкослоистые известняки турона — дания [6]. Нижние две толщи, судя по имеющимся данным, увеличиваются в мощности к югу. Так, в горных районах Абхазии и Мегрелии, где известняки неокома — апта выходят на дневную поверхность, мощность их не превышает 300—400 м [16]. Южнее, в скважинах Пицунда 2, Гудаута 34, Киндги 1, Моква 3 она составляет уже 500—600 м. На Очамчирской площади мощность неокома — апта увеличивается до 750—800 м, а на Чаладидской и Квалонской площадях Центрально-Колхидского поднятия достигает 1200—1800 м. Отложения альба — сеномана, кроме того, по мере движения на юг меняют преимущественно мергельный состав на вулканогенный. На северном борту Колхидской впадины скважины вскрывают трехсотметровую пачку мергелей с прослоями известняков и туфогенных песчаников. В центре впадины, на Квалонской и Чаладидской площадях, альб — сеноман представлен туфогенными песчаниками и туфами с прослоями мергелей мощностью 600—700 м, а южнее, на Лесской площади — почти километровой толщей базальтовых лав, туфов и порфиритов.

Таким образом, материалы бурения показывают, что территория Колхидской низменности в раннем мелу представляла собой пологое северное крыло обширного прогиба, точные контуры которого в настоящее время неясны. В альбе — сеномане центральная его часть совпадала с современным северным краем Аджаро-Триалетской складчатой зоны, где по данным скважин, пробуренных на Хведуретской и Гуртинской антиклиналях, мощность отложений этого возраста достигает 1500—1900 м [1, 7]. Очевидно, здесь же располагалась область максимального прогибания и в неокоме — апте, хотя точно установить это невозможно, так как сведения о неокомских и аптских отложениях в Юго-Западной Грузии отсутствуют.

Следует отметить, что среди исследователей этого района нет единого мнения о нижнемеловых тектонических формах. Ш. А. Адамия и И. П. Гамкрелидзе [1, 7] считают, что Юго-Западная Грузия вплоть до конца апта представляла собой область


http://jurassic.ru/

размыва, а Аджаро-Триалетский прогиб был заложен в альбе непосредственно на кристаллическом основании Закавказского срединного массива. Напротив, А. Г. Лалиев и М. И. Зиракадзе обращают внимание на сходство литофаций нижнемеловых отложений Колхидской низменности и Северо-Восточной Анатолии и рассматривают их как осадки единого морского бассейна. По мнению этих исследователей, Юго-Западная Грузия являлась областью интенсивного осадконакопления в течение всего нижнего мела и юры. Последняя точка зрения лучше согласуется с материалами морской сейсморазведки и представляется нам более обоснованной.

На акватории моря выделяются те же стратиграфические подразделения меловых отложений, что и на прилегающей суше. Кровле верхнего мела, как отмечалось выше, соответствует опорный отражающий горизонт III, который благодаря своим динамическим признакам легко опознается на сейсмопрофилях и уверенно прослеживается на всей площади Гудаутско-Очамчирского шельфа и континентального склона. Ниже него выделяются отражающие горизонты $III^а$ и $III^б$, тоже достаточно выразительные динамически и хорошо коррелирующиеся на временных разрезах. По увязке с береговыми скважинами Очамчирской площади эти горизонты надежно сопоставляются с подошвой турона и кровлей апта. К этим же скважинам привязан и горизонт V в кровле юры.

Все перечисленные отражающие горизонты хорошо прослеживаются вплоть до флексуры древнего континентального склона, где они перегибаются и начинают погружаться в сторону Восточно-Черноморской впадины (рис. 22). Качество записи при этом ухудшается, особенно для нижних горизонтов, связанных с кровлей апта и кровлей юры, корреляция которых становится довольно условной. Тем не менее, на склоне, с нашей точки зрения, не читается заметного уменьшения мощности нижнего мела. Больше того, на многих профилях наблюдаются признаки увеличения ее в сторону Восточно-Черноморской впадины. Так, по профилю XI (см. рис. 22, *б*) мощность отложений, ограниченных отражающими горизонтами $III^а$ и V, на Очамчирском своде составляет 1,5—2 км. В области древнего континентального склона она увеличивается примерно до 3 км. Южнее, под внешними складками Гурийского прогиба, мощность нижнего мела сокращается до 1,2—1,5 км, а затем вновь увеличивается до 2—2,5 км, после чего отражающие горизонты, связанные с меловыми отложениями, уходят ниже пределов записи.

Существенно иным распределением мощностей отличаются верхнемеловые отложения. В море максимальная мощность отложений, заключенных между отражающими горизонтами III и $III^а$, наблюдается на севере Очамчирского свода и в Эшерской впадине (600—700 м). К югу мощность их постепенно уменьшается, и в средней части континентальной флексуры, на глубине около 4 км, они выклиниваются. Такой же характер изменения мощности верхнего мела установлен на суше. В скважинах, пробурен-

http://jurassic.ru/

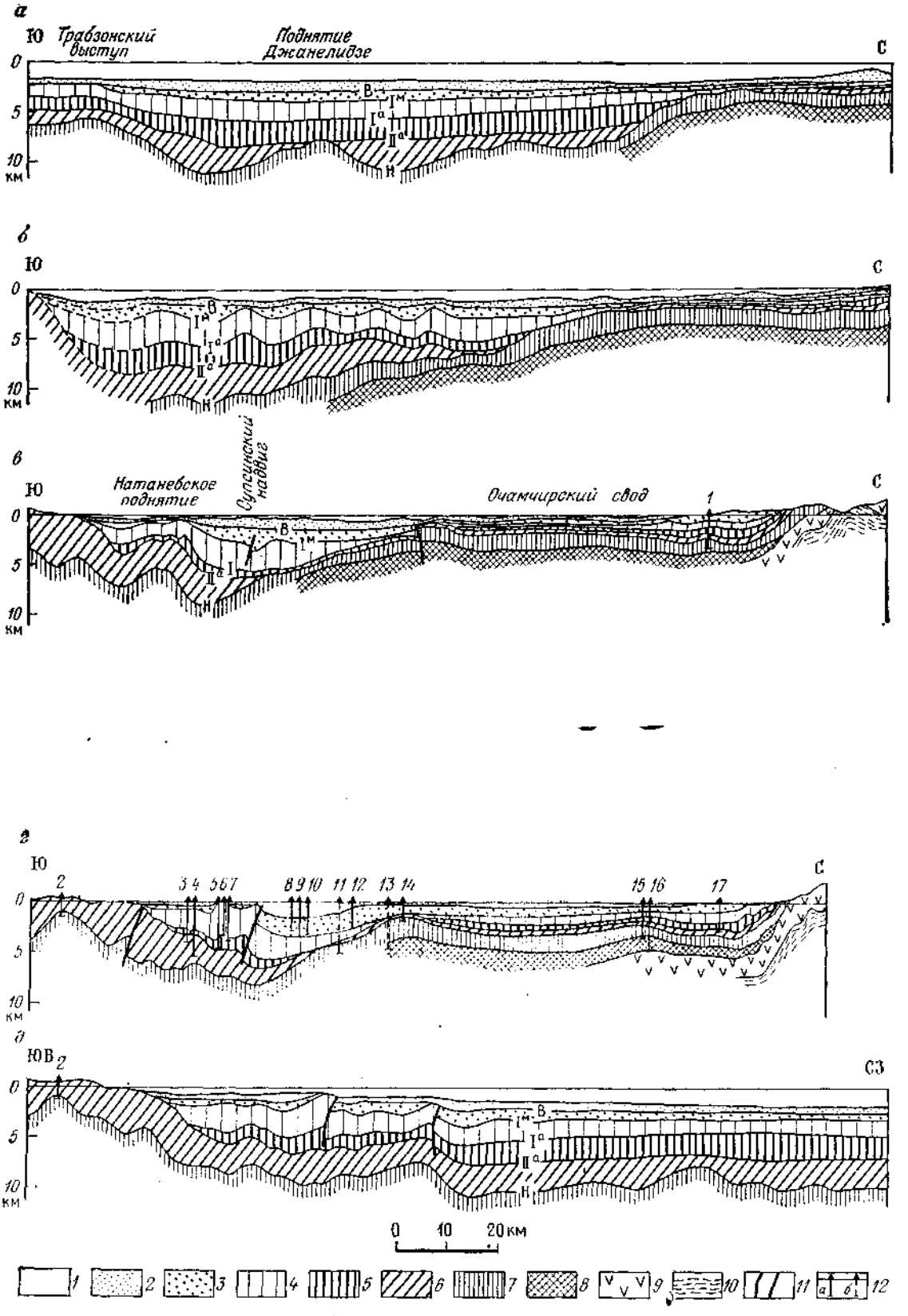



Рис. 22. Сейсмогеологические разрезы (*а, б, в, г, д*) юго-восточной части Черного моря (расположение см. рис. 26). Вертикальный масштаб вдвое крупнее горизонтального

*1* — отражающие горизонты (В); отложения: *2* — антропоген, *3* — меотис—плиоцен, *4* — средний миоцен—сармат, *5* — майкопская серия, *6* — палеоцен—эоцен, *7* — мел, *8* — верхняя юра, *9* — средняя юра, *10* — нижняя юра; *11* — разломы; *12* — скважины: *а* — на линии разреза, *б* — смещенные на линию разреза. Разрезы *а, б, в* и *д* составлены по сейсмическим профилям 69, XI, IX, и 52, разрез *г* — вдоль берега моря по данным глубоких скважин. Цифрами обозначены скважины: 1 — Киндги 1; 2 — Чахати 2; 3, 4 — Чолоки 9,3; 5, 6, 7 — Земо-Натанеби 3, 1, 2; 8, 9, 10 — Малтаква 1, 2, 3; 11 — Леса 1; 12 — Поти 2; 13 — В. Чаладиди 4; 14 — Кулеви 2; 15, 16 — Очамчири 1,4; 17 — Моква 1

http://jurassic.ru/

ных в северной части Колхидской впадины, мощность верхнего мела достигает 600—800 м. Южнее, на Квалонской и Чаладидской площадях, она уменьшается до 200—400 м и, наконец, на Лесской площади, расположенной на северном борту Рионо-Супсинского прогиба, не превышает первых десятков метров. Причем в скважине Леса I верхнемеловые отложения не встречены. Сорокаметровая пачка палеоцен-эоцена (интервал 3620—3660 м) ложится здесь непосредственно на вулканогенную толщу альба — сеномана.

Таким образом, в верхнем мелу проявляется характерная особенность, которую мы видели в строении кайнозойских толщ, не свойственная нижнемеловым отложениям: уменьшение в мощности к югу и выклинивание на континентальной флексуре. Отсюда можно предположить, что уже в позднемеловое время существовал материковый склон, разделявший область Грузинской глыбы и более интенсивно погружавшуюся Восточно-Черноморскую впадину, на котором накапливавшиеся осадки подвергались размыву. Однако аналогия с кайнозойскими отложениями остается неполной, так как мы не знаем условий залегания верхнего мела южнее континентального склона: появляется ли он вновь в больших мощностях или нет. Увеличение мощности можно видеть на примере Аджаро-Триалетской зоны: верхний мел, почти нацело размытый на северном борту Рионо-Супсинского прогиба, достигает в ней 800—1000 м; но соотношение верхнемеловых отложений Аджаро-Триалет и Восточно-Черноморской впадины в настоящее время не выяснено.

На шельфе, как и в области континентального склона, наблюдается хорошее совпадение верхнемеловых и кайнозойских тектонических форм. Отчетливо выделяются Эшерская и Очамчирская впадины, в которых мощность верхнего мела достигает 700 м. На Очамчирском и Гудаутском сводах она сокращается соответственно до 300—500 и 100—200 м, причем на Центрально-Гудаутском поднятии верхнемеловые отложения имеют мощность всего несколько десятков метров, а на Южно-Гудаутском полностью размыты. Нижнемеловые структуры также частично совпадают с кайнозойскими, но в то же время существенно отличаются от них. Так, в нижнемеловых отложениях практически не выражаются Эшерская впадина и Южно-Мегрельское поднятие. В Эшерской впадине мощность нижнего мела почти такая же, как на Очамчирском своде — от 1,5 км на севере до 2 км на юге. Примерно ту же мощность (1,3—1,8 км) имеют нижнемеловые отложения, вскрытые скважинами на Сатанджойской, Зугдидской и Уртинской антиклиналях Южно-Мегрельского поднятия, в то время как в пределах Окумского выступа мощность их не превышает 700—800 м [6].

Очамчирская впадина развивалась уже в раннем мелу: с одноименного свода по направлению к ней мощность нижемеловых отложений увеличивается до 2,5 км. Устойчиво существовали Сухумское поднятие и Гудаутский свод. В пределах Сухумского поднятия сокращаются в мощности все отложения — от верхнеюрских


http://jurassic.ru/

до палеогеновых. Мощность нижнего мела не превышает здесь 500—700 м [6]. На Гудаутском своде мощность нижнего мела изменяется от 1,5—2 км в его северной части до 1 км на западном склоне и до первых сотен метров на локальных структурах. Особенно маломощны нижнемеловые отложения на Южно-Гудаутском поднятии. Не исключено, что они здесь отсутствуют и палеогеновая пачка ложится на размытую поверхность домеловых пород.

Из домеловых образований в Колхидской впадине в той или иной степени изучены только верхне- и среднеюрские отложения. Отложения нижней юры и палеозоя скважинами не вскрыты, а обнажаются они в слишком удаленных зонах Большого Кавказа и Дзирульского массива. В Колхидской впадине они, вероятно, имеют существенно иной формационный состав.

В юго-восточной части Абхазии и Мегрелии верхняя юра представлена лагунной пестроцветной окрибской свитой, часто залегающей с резким угловым несогласием на различных горизонтах средней юры. Литологически это красные, зеленоватые и серые соленосные глины с прослоями песчаников, конгломератов и известняков. Иногда наблюдаются покровы эффузивных пород (порфиритов, базальтов, долеритов). В верхней части свиты в ряде разрезов присутствуют пласты гипса. Мощность окрибской свиты колеблется в широких пределах, что обусловлено лагунным характером седиментации и последующим размывом [6]. В Маганском и Ткварчельском районах она составляет 1000 и 700 м, на Окумском выступе сокращается до 200 м, а в бассейне рек Западная и Восточная Гумиста, в верховьях реки Окуми — до полного отсутствия. В Колхидской впадине отложения окрибской свиты вскрыты скважинами на Чаладидской, Квалонской, Цаишской, Зугдидской и Очамчирской площадях. В большинстве из этих скважин по верхнеюрским отложениям пройдено лишь несколько десятков метров, и только в скважинах Чаладиди 4 и Цаиши 1 вскрытая мощность составляет соответственно 458 и 728 м. Полностью окрибская свита пройдена скв. Очамчири 4, где ее мощность достигает 1080 м. Примерно такая же мощность верхней юры (1150 м) отмечена в скв. Самтредиа 1, однако здесь в разрезе преобладают эффузивные породы (долериты, базальты, туфобрекчии, туфы). Учитывая, что эти скважины пробурены на антиклиналях, можно полагать, что во впадинах мощность верхней юры будет составлять не менее 1,5 км.

На западе Абхазии лагунные отложения верхней юры сменяются морскими карбонатными фациями. Граница распространения лагунных отложений проходит вдоль южных крыльев Гумистинской и Бзыбской антиклиналей, где в разрезе чередуются терригенные и карбонатные пачки. В северном направлении пестроцветные отложения быстро замещаются известняками и доломитами, и уже на северных крыльях этих антиклиналей верхняя юра представлена в основном рифовыми и массивными обломочными известняками с прослоями доломитов и мергелей. Мощность

http://jurassic.ru/

известняков верхней юры в прибрежной полосе западной части Абхазии достигает 1,5 км.

В соответствии с фациальной зональностью, установленной на суше, можно предположить, что в море пестроцветные образования верхней юры будут распространены на Очамчирском своде, в Эшерской впадине и в юго-восточной части Гудаутского свода, а карбонатные отложения — в северо-западной части Гудаутского свода и на валу Шатского.

Отложения средней юры в горных районах Абхазии и Мегрелии представлены мощными вулканогенными образованиями байосского яруса (порфиритовая серия) и континентально-лагунной толщей батского яруса. Максимальная мощность порфиритовой серии, достигающая 3—3,5 км, наблюдается в северной части Абхазии. К югу, в сторону Колхидской впадины, вулканогенная толща байоса обогащается терригенным материалом и сокращается в мощности до 2—2,5 км, но и здесь она пользуется очень широким распространением. В Колхидской впадине байосские отложения, представленные теми же вулканогенными фациями, что и в северных районах, вскрыты в скважинах Парцханаканеби 1 и Самтредиа 1. В первой скважине пройдено 160 м вулканогенных пород, во второй — 210 м. Обе они остановлены в толще байоса. Полная мощность байоса в Колхидской впадине остается неизвестной, так как подошва его нигде не вскрыта. По оценке Е. К. Вахания [6], она составляет не менее 2 км. Отложения батского яруса представлены маломощной (200—300 м) пресноводной свитой кварцево-аркозовых песчаников, алевролитов и глин с пластами каменного угля, сохранившейся от размыва в мульдах синклиналей в бассейнах рек Бзыбь, Гализга и Моква. Предполагается, что батские отложения присутствуют в синклиналях и на малоамплитудных поднятиях Колхидской впадины. Бурением это не подтверждено, хотя не исключено, что к батскому ярусу относится среднеюрская (точнее не определенная) толща песчаников, песчанистых глин и глинистых сланцев, вскрытая на забое скв. Очамчири 4.

На акватории моря, как и в Колхидской впадине, юрские отложения изучены гораздо хуже, чем меловые. Первая информация о строении юрских отложений была получена на сравнительно небольшой площади Очамчирского свода, где в результате сейсмических исследований МОГТ была подробно закартирована кровля верхней юры и выделен отражающий горизонт в кровле среднеюрских отложений, структурных построений по которому не проводилось [38]. В 1980 г. Геленджикской экспедицией объединения «Союзморгео» (Д. Ф. Исмагилов) были выполнены поисковые работы МОГТ в северной части Гудаутского свода, которые позволили проследить отражающий горизонт, связанный с юрскими отложениями, и показать наличие рифовых построек в карбонатной толще верхней юры — нижнего мела.

В 1980—1981 гг. сейсморазведкой МОГТ изучен вал Шатского [10, 33]. Самой верхней сейсмической границей, по которой он вырисовывается как самостоятельная тектоническая форма, явля-


http://jurassic.ru/

ется очень четкий отражающий горизонт $II^a$ в кровле эоцена. Не менее отчетливо выделяется и горизонт III, соответствующий кровле верхнего мела. Ниже горизонта III в интервале 1,5—1,8 с получено несколько реальных отражающих горизонтов, связанных с отложениями мезозоя. Наиболее выразительный из них, обозначенный индексом V, залегает на 0,7—0,8 с глубже кровли мела (см. рис. 40, 41). Этот горизонт прослежен нами на всем протяжении вала Шатского и приблизительно сопоставлен с кровлей юры.

В 1982 г. были отработаны профили МОГТ, пересекшие восточную часть вала Шатского, Гудаутский свод и Эшерскую впадину. Связующий профиль 70 был протянут на Очамчирский свод. Опираясь на эти профили, нам удалось передать отражающий горизонт, соответствующий кровле верхней юры, с Очамчирского свода на вал Шатского. При этом оказалось, что он вполне удовлетворительно совпадает с горизонтом V, выделенным раньше. В результате для всей прикавказской акватории была составлена структурная карта по кровле юры (рис. 23).

Достоверность этой карты сравнительно невелика. Прежде всего, достаточно условна стратиграфическая приуроченность горизонта V. Увязка его со скважинами Очамчирской площади является хорошим, но недостаточным признаком, так как точно прокоррелировать сейсмическую границу на столь далекое расстояние невозможно. Кроме того, отражающий горизонт V на некоторых участках прослеживается неуверенно. Он на большинстве профилей представлен прерывистыми низкочастотными отражениями, часто осложненными криволинейными осями синфазности. В восточной части вала, для которой характерно спокойное залегание меловых и юрских пород, эти отражения хорошо коррелируются между собой. В центральной и западной частях вала корреляция отражений от кровли юры становится затруднительной, а на Барьерной антиклинали и южном склоне Анапского выступа, где увеличиваются в мощности меловые и палеогеновые отложения,— вообще проблематичной.

Поэтому структурную карту по кровле юры (см. рис. 23) можно рассматривать только как схематическую, дающую первое представление о характере залегания кровли юрских пород. На ней отчетливо выделяются все крупные структуры северо-восточной части моря: вал Шатского с его крутым южным и пологим северным крыльями, Туапсинский прогиб, Гудаутский свод, Очамчирская впадина. На своде вала Шатского кровля юры залегает на глубине около 6 км, погружаясь до 12 км в осевой части Туапсинского прогиба. Сильно поднят Гудаутский свод, точнее, его южная часть, где глубина залегания кровли юры не превышает 2,5 км. Очамчирский свод по кровле юры выражен значительно хуже, чем по кровле мела, по существу, он представляет собой лишь пологую перемычку между Эшерской и Очамчирской впадинами. Хорошо выражается Кулевская антиклиналь. Кроме нее, на верхнем перегибе флексуры континентального склона выделя-

http://jurassic.ru/

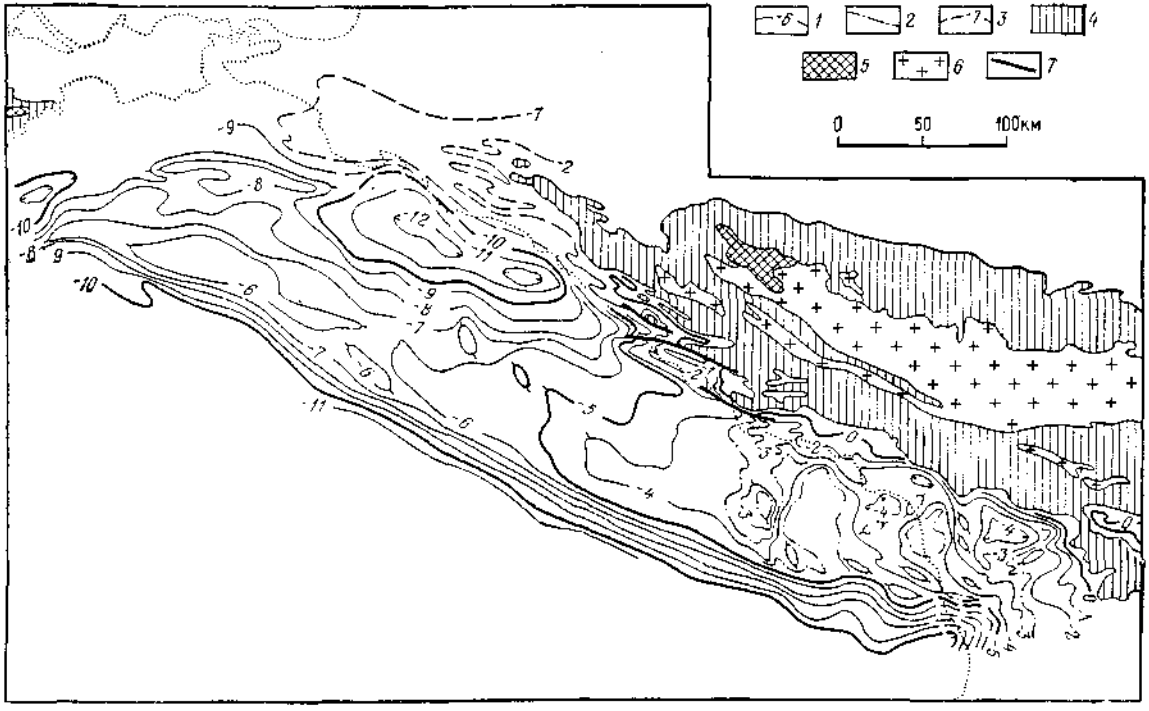



Рис. 23. Структурная карта по кровле юры северо-восточной части Черного моря

*1* — изогипсы через 1 км; *2* — изогипсы через 0,5 км; *3* — предполагаемые изогипсы; выходы на поверхность отложений: *4* — юра, *5* — триас, *6* — палеозой и докембрий; *7* — разломы

http://jurassic.ru/

ются еще несколько антиклиналей, но рисовка их остается условной.

Восточная часть вала Шатского отличается пологим залеганием кровли юры и выдержанной мощностью меловых отложений, которая относительно невелика и составляет в среднем 1,2—1,8 км. Интересно отметить, что на некоторых пересечениях область минимальной мощности мела (0,8—1 км) смещена здесь в сторону северного крыла вала и располагается перед складками Туапсинского прогиба. По оси Туапсинского прогиба и на своде вала мощность мела увеличивается до 1,5—2 км. В западной части вала рельеф поверхности юрских отложений значительно усложняется. Появляются поднятия и впадины, не выраженные или слабо выраженные в вышележащих горизонтах, за счет чего мощность мела колеблется от 200—400 м до 1,5 км. В Гудаутско-Очамчирском районе суммарная мощность мела тоже изменяется в широких пределах, но здесь значения ее достигают 2,5—3 км, из чего можно заключить, что в меловое время Гудаутско-Очамчирский шельф и прилегающие районы Колхиды испытывали в целом более интенсивное прогибание, чем вал Шатского, ныне погруженный на пятикилометровую глубину.

На южном борту вала Шатского кровля юры погружается до *отметок минус 10—12 км. По некоторым профилям ее можно* проследить вплоть до подножия древнего континентального склона, но дальше все глубокие горизонты теряются среди кратных волн. При этом наблюдается та же картина, что и в Гудаутско-Очамчирском районе: под осадочную толщу Восточно-Черноморской впадины уходят достаточно мощные меловые и юрские отложения. Мощность меловых отложений на континентальном склоне и у его подножия колеблется от 1 до 2 км, т. е. имеет те же значения, что и на своде вала Шатского. Полная мощность юрской толщи нам неизвестна, так как в настоящее время не установлена сколь-нибудь достоверная сейсмическая граница, связанная с доюрскими образованиями.

Наиболее глубокий реальный отражающий горизонт, обозначенный индексом $V^a$, прослежен на валу Шатского в 1,6—1,8 км ниже кровли юры (см. рис. 40). Корреляция его очень сложна, зачастую он только угадывается в основании слоистой толщи. По этому горизонту выделяется несколько крупных поднятий, на которых существенно сокращаются в мощности не только юрские, но и меловые отложения. В синклиналях мощность отложений, заключенных между кровлей юры и горизонтом $V^a$, увеличивается до 2—2,5 км. Экстраполируя в море разрез прилегающей суши, можно ожидать, что в пределах вала Шатского мощность верхней юры будет составлять 1—1,5 км, а суммарная мощность юрских отложений — не менее 3—4 км. Исходя из этого можно думать, что горизонт $V^a$, вероятнее всего, соответствует верхней части среднеюрской толщи. Тот же стратиграфический уровень имеет одноименный отражающий горизонт, прослеженный на Очамчирском своде. Здесь он залегает на 200—300 м ниже кровли сред-

http://jurassic.ru/

ней юры, вскрытой скв. Очамчири 4. Как и все мезозойские горизонты, кровля средней юры погружается в сторону Восточно-Черноморской впадины, следуя конформно поверхности древнего континентального склона. Мощность верхней юры на склоне составляет около 1,5 км.

Таким образом, можно думать, что не только в Гудаутско-Очамчирском районе и на валу Шатского, но и под кайнозойской толщей Восточно-Черноморской впадины разрез мезозойских отложений принципиально не отличается от разреза Грузинской глыбы.

## ГЛАВА 8. АДЖАРО-ГУРИЙСКИЙ РАЙОН

### 8.1. Тектонические зоны Юго-Западной Грузии и представления о продолжении их в море

Аджаро-Гурийский район, занимающий сравнительно небольшую юго-восточную часть Черного моря и прилегающие области Юго-Западной Грузии, включает три тектонические зоны, сформированные разновозрастными и различно дислоцированными комплексами отложений.

На севере, в междуречье нижнего течения Рioни и Супсы, расположен глубокий молодой прогиб, выполненный мощной (до 3,5 км) полого-лежащей толщей мэотических и плиоцен-четвертичных осадков. Этот прогиб практически всеми исследователями включается в Колхидскую впадину и рассматривается как наиболее погруженная часть Грузинской глыбы.

Южнее выделяется Гурийская складчатая зона, на западе занимающая одноименную морфологическую депрессию, а на востоке узкой полосой протягивающаяся вдоль северного склона Имеретинского хребта вплоть до Дзирульского поднятия. В западной части зона сложена в основном песчано-глинистыми отложениями миоцена и майкопской серии, достигающими мощности 4 км, а в восточной, кроме того, терригенно-вулканогенными толщами палеогена и известняками верхнего мела. Осадочная толща Гурийской зоны интенсивно дислоцирована, причем в характере складчатости отражается постепенный переход от Грузинской глыбы к Аджаро-Триалетской системе: во внутренней части зоны, граничащей с Аджаро-Триалетией, развиты линейно вытянутые складки, часто опрокинутые на север, а во внешней — брахискладки и куполовидные поднятия. Те же переходные черты отмечаются в фациях и мощностях осадочной толщи, что хорошо видно на примере палеогеновых отложений [7, 16, 25].

Своеобразие геологического строения Гурийской зоны, имеющей общие черты как с глыбой, так и со складчатой системой,



http://jurassic.ru/

вызывает неоднозначное толкование ее тектонической природы. Е. К. Вахания [6], полагая, что большая часть Гурии и северных предгорий Имеретинского хребта «так или иначе обладает характерным для более северных тектонических единиц Колхидской низменности субплатформенным строением», относит эту область к южной периферии Грузинской глыбы. П. Д. Гамкрелидзе [16] выделяет Гурийскую подзону Аджаро-Триалетской складчатой системы, по тектоническому строению и истории развития занимающую промежуточное положение между Аджаро-Триалетией и Грузинской глыбой. Наконец, А. Г. Лалиев и М. И. Зиракадзе рассматривают эту область как Гурийский краевой прогиб, заложившийся в позднем эоцене в южной части Грузинской глыбы вдоль северной периферии Аджаро-Триалетской геосинклинали [25].

Южнее Гурийской депрессии к морю подходит центральная зона Аджаро-Триалетской складчатой системы — Аджаро-Имеретинский антиклинорий, сложенный мощной вулканогенной формацией среднего эоцена, терригенным флишем палеоцена — нижнего эоцена и карбонатной толщей верхнего мела. Верхнемеловые и палеоцен-нижнеэоценовые отложения обнажаются в центральной части Аджаро-Имеретинского хребта. На западе Аджарии, по данным М. И. Зиракадзе, они вскрыты скважиной Чахати 2, пробуренной в своде одноименной антиклинали. Мощность верхнемеловых известняков достигает 1—1,2 км в обнажениях и 400 м в скважине. Мощность палеоцена — нижнего эоцена очень изменчива — от 1,5 км в синклиналях до полного срезания в антиклинальных зонах. В западной части Аджаро-Имеретинского хребта, как показала Чахатская скважина, флишевые отложения палеоцена — нижнего эоцена сменяются более монотонной толщей алевролитов и глин мощностью около 1 км. Основным комплексом Аджаро-Имеретинского антиклинория, как и всей складчатой системы, является вулканогенная формация среднего эоцена. Максимальной мощности она достигает в северо-западной части Аджарии и южной части Гурии — до 5 км. К востоку мощность среднего эоцена постепенно уменьшается до 2—3 км.

Рассмотренные тектонические зоны Юго-Западной Грузии прослеживаются до Черноморского побережья, а затем почти под прямым углом срезаются берегом моря. Вопрос об их западном продолжении изучался многими геологами, привлекавшими материалы геологических исследований суши, глубинного сейсмического зондирования акватории Черного моря и сейсморазведки МОВ в юго-восточной части Черноморской впадины.

Г. П. Леонов, рассматривая соотношение Аджаро-Триалет и Восточных Понтид, показал, что эти тектонические единицы не могут объединяться в одну тектоническую зону, и наметил три возможных варианта западного продолжения аджаро-триалетских структур: складки либо быстро периклинально замыкаются, либо срезаются разрывом, либо протягиваются далеко в море, ограничивая с севера область Восточных Понтид [27]. Большое значе-

http://jurassic.ru/

ние имели работы М. В. Муратова [31, 32], который предполагал существование в Черном море глубокого олигоцен-миоценового прогиба к западу от Гурии, а Рионскую впадину рассматривал как естественное центриклинальное замыкание Черноморской впадины.

В результате сейсморазведочных работ МОВ, проведенных на шельфе и континентальном склоне Грузии в 1961 и 1970—1972 гг., в юго-восточной части моря были выделены три структурно-тектонические зоны: область неглубокого залегания карбонатных пород мела — эоцена — морское продолжение Грузинской глыбы, Рионо-Супсинский прогиб, выполненный трехкилометровой толщей отложений мэотиса — плиоцена, моноклинально погружающихся к юго-западу, и Гурийская зона, характеризующаяся развитием асимметричных антиклинальных складок в отложениях неогена [22]. Складки Гурийской зоны были прослежены вплоть до подножия континентального склона, однако из-за сложности сейсмогеологических условий удалось выделить только оси наиболее крупных антиклиналей. Первые структурные построения на Гурийском шельфе были выполнены после детальных исследований МОГТ, позволивших непосредственно увязать обнаруженные складки со структурами суши и проследить три надежных отражающих горизонта, связанных с подошвой плиоцена, средней частью мэотиса и кровлей сармата. На основании обобщений всего накопленного материала было выделено продолжение в море Гурийского прогиба [37, 45]. При этом ключом для определения направления прогиба послужила характерная особенность складок Гурийской зоны: они по мере удаления от побережья Грузии меняют широтное простирание на юго-западное и постепенно затухают на меридиане Трабзона. В соответствии с этим здесь было показано центриклинальное замыкание прогиба. В свою очередь, пространственное положение Гурийского прогиба позволило найти наиболее вероятное решение проблемы западного продолжения Аджаро-Триалетской складчатой системы, согласно которому она на акватории моря тоже изгибается к юго-западу, протягивается вдоль побережья Восточного Понта и затухает [22, 39, 45].

Вместе с тем в пределах моря вплоть до последнего времени отсутствовала непосредственная сейсмическая информация о палеоцен-эоценовой толще. Работы МОГТ, проводившиеся с поисковой целью, были сосредоточены на отдельных небольших площадях шельфа. Континентальный склон и особенно глубоководье были пересечены сравнительно редкой сетью профилей МОВ, информативность которых не превышает первых километров. Кроме того, ни одной из прибрежных скважин Гурийского прогиба не были вскрыты отложения древнее сарматских. В результате отражения от поверхности эоцена были получены лишь в пределах Натанебского поднятия, а на остальной акватории, где эоценовые породы погружаются на значительную глубину, удалось проследить только сравнительно неглубоко залегающие горизонты в верхней части неоген-четвертичных отложений.



http://jurassic.ru/

Отсутствие фактических сведений о структуре палеоцен-эоценовых пород в Черноморской впадине способствовало распространению различных гипотетических построений. В частности, Ш. А. Адамия и И. П. Гамкрелидзе [1, 7], опираясь на детальное изучение тектоники и формационного состава пород Аджаро-Триалетии и материалы ГСЗ, высказали мысль о том, что «безгранитная» область глубоководной впадины Черного моря и Аджаро-Триалетский трог представляют собой единую рифтовую структуру, сформировавшуюся в раннем палеогене в центральной части Понтийско-Закавказского срединного массива. По мнению этих авторов, нижние 10 км осадочного чехла Черноморской впадины сложены вулканогенными породами палеогена, подобными палеогеновым вулканитам Аджаро-Триалетии.

В 1977—1978 гг. объединением «Южморгеология» в юго-восточной части Черного моря была отработана сеть региональных профилей МОГТ с глубинностью исследований до 6 с под дном. Одновременно на Земо-Натанебской и Чолокской площадях в непосредственной близости от берега пробурено несколько глубоких разведочных скважин, вскрывших отложения майкопской серии и эоцена. В 1981—1982 гг. побережья Грузии достигли профили планомерной съемки МОГТ, начатой в глубоководной котловине в 1978 г. Появилась возможность прямой увязки сейсмогеологического разреза центральной и юго-восточной частей моря.

Совместный анализ полученных данных и более ранних материалов МОГТ позволил на всей акватории Гурийского района выделить отражающие горизонты, связанные с кровлей и подошвой палеоцен-эоцена, и значительно детальнее, чем до сих пор, изучить тектонику олигоцен-четвертичных отложений. При этом Гурийский район оказался единственным местом, в котором все толщи осадочного выполнения Восточно-Черноморской впадины, включая самые глубокие, непрерывно протягиваются из глубоководья через континентальный склон на сушу, где они изучены в скважинах и естественных обнажениях. Таким образом, материалы сейсморазведки дают возможность проследить в море основные тектонические зоны Юго-Западной Грузии и попытаться выяснить соотношение их с Восточно-Черноморской впадиной исходя из реальной структуры кайнозойских пород, что помогает прояснить не только историю развития Черноморской впадины, но и некоторые вопросы геологии суши.

### 8.2. Строение палеоцен-эоценовых отложений

Палеогеновые отложения Юго-Западной Грузии представлены платформенной формацией Колхидской впадины и геосинклинальной вулканогенно-флишевой формацией Аджаро-Триалетской складчатой зоны. Платформенные отложения вскрыты скважинами на Кулевской, Квалонской и Чаладидской площадях Центрально-Колхидского поднятия и прослежены в море на Очамчирском своде, где к поверхности карбонатной пачки дания — эоцена при-

http://jurassic.ru/

урочен опорный отражающий горизонт III. К югу пологолежащие слои мела и палеогена перегибаются и погружаются под мощную толщу олигоцен-четвертичных осадков глубоководной впадины. При этом кровля меловых — эоценовых пород постепенно приобретает характер денудационной поверхности, к которой по мере погружения прислоняются все более глубокие горизонты осадочного выполнения Черноморской впадины. Профилями МОГТ 1977—1978 гг. эта сейсмическая граница, получившая индекс Н, прослежена вплоть до южного борта Гурийского прогиба, где она залегает на глубине10—12 км. Во многих работах эта граница трактуется как поверхность эрозионного среза, сформировавшаяся в течение короткого промежутка времени в конце эоцена, когда в юго-восточной части Черноморской впадины существовала обширная приподнятая область [38]. Очевидно, в этом случае размывались бы и вулканогенные толщи Аджаро-Триалетской зоны, погружающиеся под отложения Гурийского прогиба, т. е. палеоцен-эоценовые породы повсеместно залегали бы ниже денудационной поверхности. Однако материалы сейсморазведки на гурийском шельфе и континентальном склоне, с нашей точки зрения, противоречат такому заключению.

На шельфе эоценовые отложения Аджаро-Триалетской зоны подробнее всего изучены в пределах Натанебского поднятия, где они залегают на глубине около трех километров. На временных разрезах морских сейсмических профилей кровле эоцена соответствует отражающий горизонт $П^{а}$, привязанный к скважинам Чолоки 3 и 9 (рис. 24). На сводах локальных структур Западно-Натанебское и Натанеби-море этот горизонт прослеживается на отметках 1,8—2,2 с. К северу он погружается до 2,6—2,8 с, а затем прерывается зоной потери корреляции отражений, которая обычно интерпретируется как глубинный разлом, разделяющий Натанебское поднятие и расположенную севернее область мощного неогенового осадконакопления. В пределах этой области на ряде детальных профилей выделяется еще один глубокий отражающий горизонт, не привлекавший ранее внимания исследователей. Горизонт залегает на отметках 5,2—5,5 с у северных концов профилей и быстро погружается к югу, уходя за пределы записи (см. рис. 24, пр. 112). Признаков выполаживания горизонта на этом отрезке не видно, скорее всего, он погружается еще на каком-то расстоянии и залегает в зоне потери корреляции несколько глубже 6 с.

Сопоставляя временные разрезы детальных профилей и региональных профилей, пройденных на той же площади, можно убедиться, что глубокий отражающий горизонт, выделенный на детальных профилях, лежит на продолжении денудационной поверхности, прослеженной от Очамчирского свода. Следовательно, если эоценовые породы залегают ниже этой поверхности, мы вынуждены предполагать вертикальное смещение по Натанебскому разлому не менее 6 км. Но даже основные разломы Аджаро-Триалетской зоны, такие, как Сурами-Гокишурский и Чохатурский надви-


http://jurassic.ru/

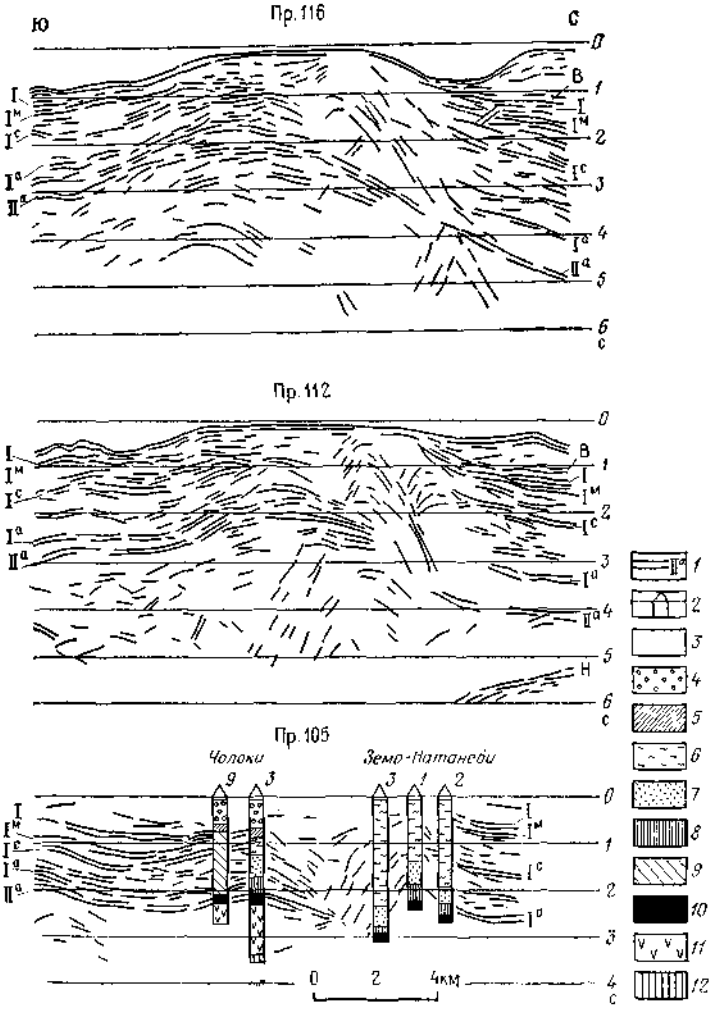



Рис. 24. Сейсмические разрезы профилей МОГТ, пересекающих Натанебское поднятие

*1* — отражающие горизонты: В — в подошве антропогена, I — в подошве плиоцена, $I^м$ — в подошве мэотиса, $I^с$ — в средней части сармата, $I^а$ — в кровле майкопа, $II^а$ — в кровле эоцена, Н — в подошве кайнозоя; *2* — скважины; отложения, вскрытые скважинами: *3* — антропоген, *4* — плиоцен, *5* — мэотис, *6* — средний сармат; *7* — нижний сармат, *8* — средний миоцен, *9* — средний миоцен—сармат, неразделенные, *10* — майкопская серия, *11* — эоцен, *12* — палеоцен (?)

http://rutracker.org

ги, протягивающиеся на многие десятки километров, имеют вертикальную амплитуду всего 1,5—2,5 км. Остальные нарушения, развитые в Гурийском районе, гораздо меньше. В частности, амплитуда Натанебского разлома на суше не превышает 1—1,2 км, и нет никаких оснований полагать, что она резко увеличивается в сторону моря. Напротив, материалы сейсморазведки показывают, что многие известные на суше разломы при переходе на акваторию быстро затухают и практически не выходят за пределы шельфа.

С другой стороны, на некоторых детальных профилях МОГТ, пересекающих Натанебское поднятие по седловине между локальными структурами Натанеби-море и Западно-Натанебским, отчетливо видно, что горизонт $II^a$ проходит сквозь зону потери корреляции отражений и непрерывно прослеживается дальше, залегая у северных концов детальных профилей на отметках 3,6—5,0 с (см. рис. 24, пр. 116). Здесь он достаточно надежно передается на региональные профили МОГТ и прослеживается по ним вплоть до глубоководной впадины. На севере горизонт $II^a$ примыкает к сейсмической границе Н, которая вначале круто погружается к югу, а затем, примерно на широте Поти, выполаживается и обрисовывает серию складок, согласных со складками в вышележащей толще (см. рис. 22, *б*). У подножия крутого участка отражающие горизонты $II^a$ и Н сливаются. К югу и юго-западу они расходятся, причем мощность заключенных между ними отложений увеличивается от нуля до 4 км.

На основании изложенного мы приходим к выводу, что поверхность эоцена постепенно погружается к северу от Натанебского поднятия. Погружение на одних участках происходит плавно, на других — по разломам сравнительно небольшой амплитуды, но и в том, и в другом случаях кровля эоцена залегает выше горизонта Н. Судя по мощности отложений, заключенных между этим горизонтом и кровлей эоцена, в Аджаро-Гурийском районе он соответствует подошве палеогеновой толщи. Быстрое увеличение мощности палеоцен-эоцена, наблюдающееся к югу от Поти, фиксирует северный борт Аджаро-Триалетского прогиба, который протягивается от побережья через континентальный склон в глубоководную котловину.

В глубоководье палеоцен-эоцен залегает в основании осадочного выполнения Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадин [10, 33]. В центре Восточно-Черноморской впадины мощность этих отложений превышает 3 км. По широтным профилям горизонты $II^a$ и Н, соответствующие кровле и подошве палеоцен-эоцена, уверенно передаются из центральной части впадины к подножию гурийского континентального склона, где в первом приближении увязываются с одноименными горизонтами, прослеженными сюда от побережья моря. Увязка эта осложнена из-за складок Гурийского прогиба и не всегда однозначна, особенно для горизонта Н, но в целом ограниченные этими горизонтами толщи сопоставляются достаточно хорошо.


http://jurassic.ru/

Таким образом, сейсмический материал позволяет сделать вывод, что на всей акватории юго-восточной части Черноморской впадины распространена мощная толща палеоцен-эоценовых пород, переходящая на востоке в одновозрастные образования суши.

На суше структура палеоцен-эоценовой толщи подробно изучена многими геологами, предлагавшими различные варианты тектонического районирования Юго-Западной Грузии. В основу наших построений положена тектоническая схема М. И. Зиракадзе, согласно которой в западной части Аджаро-Триалетской складчатой зоны выделяются две крупные морфоструктурные единицы: Аджаро-Имеретинский антиклинорий и Ахалцихско-Аджарисцкальский синклинорий.

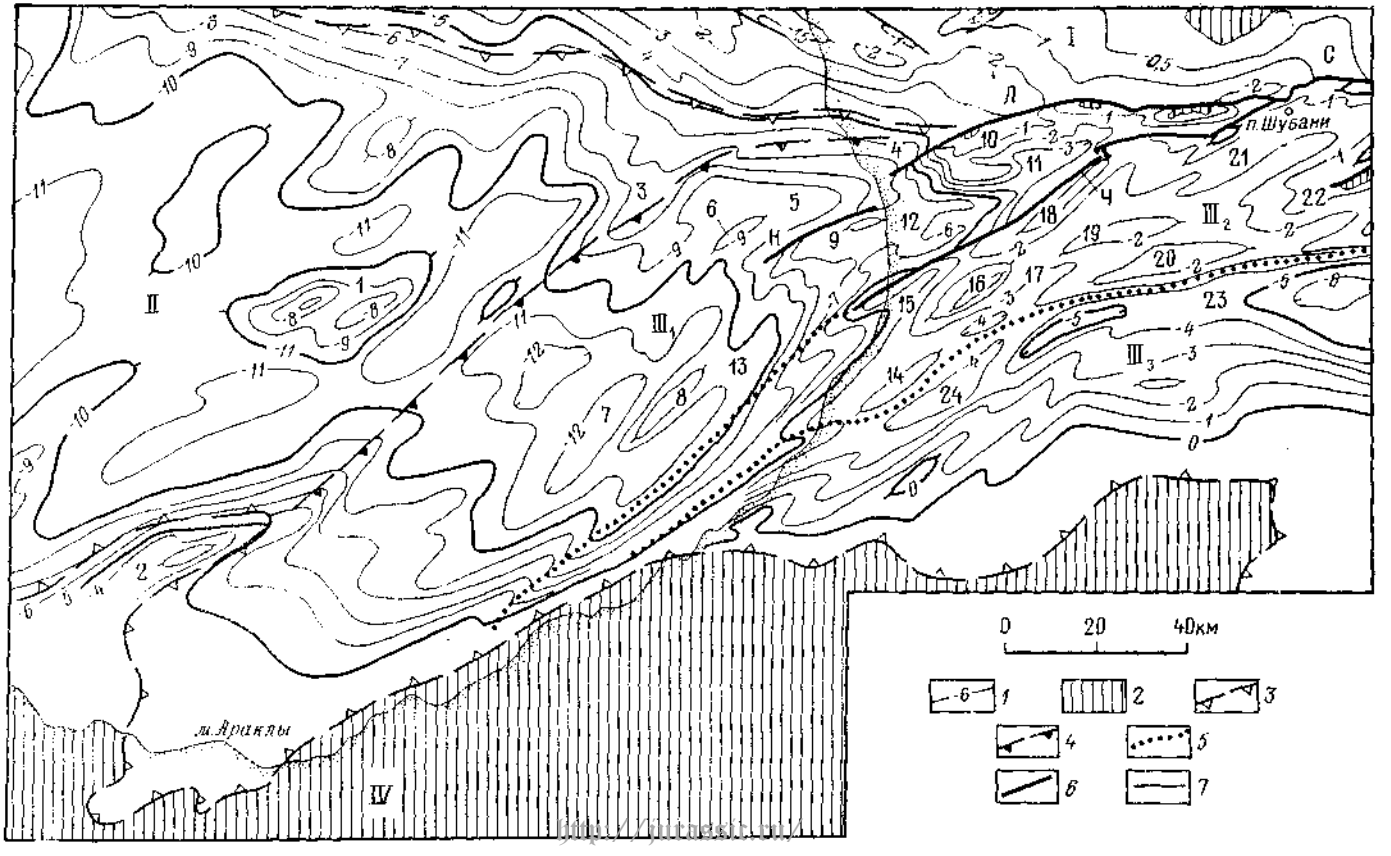
Аджаро-Имеретинский антиклинорий, соответствующий одноименному хребту, характеризуется сравнительно простыми линейными складками северо-восточного направления, расположенными под углом к осевой линии антиклинория. Протяженность складок 30—50 км. Антиклинорий в целом имеет веерообразное строение: в центральной его части складки почти симметричны, а в краевых частях наклонены в сторону смежных депрессий. Северная граница антиклинория проходит по Сурами-Гокишурскому и Чохатурскому надвигам, которые, по мнению М. И. Зиракадзе, разделяют Аджаро-Триалетскую складчатую зону и Гурийский (Аджаро-Имеретинский) прогиб.

В западной части Аджаро-Имеретинского антиклинория, примыкающей к побережью Черного моря, выделяются Вакисджварская, Чахатская и Чаквиставская антиклинали и разделяющие их Хуцубанская и Хинойская синклинали. Складки кулисообразно сменяют одна другую в направлении с северо-востока на юго-запад (рис. 25).

Ахалцихско-Аджарисцкальский синклинорий, расположенный к югу от Аджаро-Имеретинского антиклинория, протягивается от Черного моря до правобережья р. Куры. Наиболее погруженная часть синклинория сложена породами майкопской серии, а западная и восточная центриклинали — вулканогенными и песчано-глинистыми образованиями среднего — верхнего эоцена. Синклинорий характеризуется крутым северным крылом и пологим южным. В северном крыле развиты асимметричные, опрокинутые на юг складки, в южном — пологие складки, наклоненные на север.

Осевую зону синклинория образуют крупные Горджоми-Платская и Аджарисцкальская синклинали. Горджоми-Платская синклиналь протягивается в широтном направлении от ущелья р. Куры до верховьев р. Аджарисцкали, затем круто поворачивает на юго-запад и вскоре замыкается. Аджарисцкальская синклиналь, занимающая верховья и левобережье одноименной реки, прослеживается до Черного моря. В восточной части Аджарии Аджарисцкальская синклиналь и расположенная севернее Чаквиставская антиклиналь простираются в широтном направлении, затем они изгибаются к юго-западу, а в прибрежной полосе вновь приобретают широтное простирание. Аналогичную смену простираний ис-

http://jurassic.ru/


I
II
III1
III2
III3
IV
С
Л
Ч
Н
п.Шубани
м.Аранлы
0 20 40км
1
2
3
4
5
6
7

пытывают и другие складки, развитые в Аджарии. На западе все аджаро-триалетские структуры срезаются берегом моря, за исключением некоторых складок южного крыла Ахалцихско-Аджарисцкальского синклинория, уходящих на территорию Турции [7].

Южная граница Аджаро-Триалетской зоны, проходящая вдоль выходов верхнемеловых известняков, обнажающихся в северной части Артвино-Болнисской глыбы, тоже имеет широтное направление и в районе г. Архави уходит в Черное море. Дальше она, по-видимому, протягивается в непосредственной близости от берега до мыса Араклы. На суше к Аджаро-Трилетской системе могут относиться только некоторые участки прибрежной полосы гор Восточного Понта, сложенные, по сообщению М. В. Муратова [22], складчатыми эффузивно-осадочными и флишевыми толщами эоцена. Таким образом, как широкие структурно-формационные сопоставления, так и направление конкретных складок указывают на то, что продолжение основных структур Аджаро-Триалетии следует искать на акватории Черноморской впадины. Причем, если считать, что Чохатурский надвиг, ограничивающий Аджаро-Имеретинский антиклинорий с севера, является одновременно границей всей складчатой системы, то придется допустить, что продолжение Аджаро-Триалетской зоны занимает лишь узкую полосу шельфа и континентального склона Турции.

Действительно, все складки палеоцен-эоценовой толщи, пересеченные морскими сейсмопрофилями, располагаются севернее Чохатурского надвига. У побережья Грузии они имеют широтное простирание, а затем, как и складки, развитые в Аджарии, изгибаются к юго-западу и приближаются вплотную к подножию южного континентального склона. В результате ширина основных морфоструктурных единиц Аджаро-Триалетии — Аджаро-Имеретинского антиклинория и Ахалцихско-Аджарисцкальского синклинория, достигающая на суше 60—70 км, при переходе в море постепенно уменьшается до 10—15 км. По-видимому, это происхо-

---

Рис. 25. Структурно-тектоническая схема западной части Аджаро-Триалетской складчатой зоны

*1* — изогипсы кровли меловых отложений через 1 и 0,5 км; *2* — выходы докайнозойских пород; *3* — граница распространения мощных палеоцен-эоценовых отложений; *4* — условная граница между палеоцен-эоценовыми вулканогенно-флишевыми формациями и одновозрастными преимущественно карбонатными формациями Восточно-Черноморской впадины; *5* — границы морфоструктурных единиц Аджаро-Триалетской зоны. *6* — надвиги, *7* — прочие разломы. I — Грузинская глыба, II — Восточно-Черноморская впадина, III — Аджаро-Триалетская зона; $III_1$ — Гурийский синклинорий, $III_2$ — Аджаро-Имеретинский антиклинорий, $III_3$ — Ахалцихско-Аджарисцкальский синклинорий; IV — Восточные Понтиды. Структуры Восточно-Черноморской впадины: 1 — поднятие Джанелидзе; 2—13 — структуры Гурийского синклинория; 2—3 — Риони-Трабзонская антиклинальная зона (2 — Трабзонский выступ, 3 — Григолетское поднятие), 4—7 — Ланчхутско-Араклинская синклинальная зона (синклинали: 4 — Дапшара-Квалитская, 5 — Хриалетская, 7 — Араклинская); 6 — Чаквинская антиклиналь; 8—10 — Гурниемтебская антиклинальная зона (поднятия: 8 — Кобулетское, 9 — Натанебское, 10 — Гурниемтебское). 11—13 — Чохатурская синклинальная зона (синклинали: 11 — Чохатурская, 12 — Хварбетская, 13 — Чолокская); 14—22 — структуры Аджаро-Имеретинского антиклинория (антиклинали: 14 — Чакветавская, 15 — Чахатская, 18 — Вакисджаварская, 19 — Сашавльская, 20 — Нигваревская, 21 — Гуртинская, 22 — Сачхвари-Ханисцкальская; синклинали: 16 — Хулубанская, 17 — Хиойская); 23—24 — структуры Ахалцихско-Аджарисцкальского синклинория; 23 — Горджоми-Платская синклиналь, 24 — Аджарисцкальская синклиналь; надвиги: С — Сурами-Гокцшурский, Л — Ланчхутский, Ч — Чохатурский, Н — Натанебский


http://jurassic.ru/

дит за счет выклинивания большинства складок, известных на побережье. Выклинивание отчасти наблюдается уже на суше на примере Аджарисцкальской синклинали. Максимальная ширина синклинали (до 30 км) наблюдается на востоке. К западу ось складки постепенно воздымается и в низовьях р. Чороха она сужается до минимума [7].

Наши сведения о строении центральной части Аджаро-Триалетской системы очень незначительны. На сейсморазведочных профилях, пройденных на шельфе в районе г. Кобулети, удается выделить северный склон Аджаро-Имеретинского антиклинория. Информация о внутренней структуре палеогеновой толщи в пределах антиклинория практически отсутствует, и только на одном из профилей отмечается нечеткий антиклинальный перегиб, лежащий на продолжении Вакисджварской антиклинали. Вместе с тем сейсморазведка дает богатый материал о строении расположенной севернее Гурийской складчатой зоны, место которой в общей структуре Юго-Западной Грузии в настоящее время является предметом дискуссий. Анализ этого материала совместно с данными глубокого бурения на суше позволяет уточнить положение и характер северной границы Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Обычно граница между Аджаро-Триалетской зоной и Грузинской глыбой трактуется как длительно развивавшийся глубинный разлом, выраженный на поверхности системой направленных на север взбросово-надвиговых нарушений. На участке между поселками Сурами и Шубани эта граница всеми геологами проводится по наиболее крупному из них — Сурами-Гокишурскому надвигу. Что касается участка к западу от пос. Шубани, то здесь она проводится по-разному, в зависимости от взгляда того или иного исследователя на тектоническую природу Гурийской области.

П. Д. Гамкрелидзе [16], И. П. Гамкрелидзе [7] и другие геологи, выделяющие Гурийскую подзону Аджаро-Триалетской складчатой системы, считают, что фронтальный надвиг Аджаро-Триалет непрерывно прослеживается вдоль северных предгорий Гуриисмтебского хребта до г. Ланчхути и продолжается дальше под покровом четвертичных отложений вдоль присводовой части Супсинской антиклинали, где многочисленными скважинами вскрыта мощная песчано-глинистая толща среднего миоцена — сармата, надвинутая на отложения мэотиса — понта. По мнению А. А. Терехова [22], этот разлом, сохраняя характер тектонического шва, протягивается далеко в море по внешней линии складок Гурийского прогиба. Иначе решают этот вопрос А. Г. Лалиев и М. И. Зиракадзе [25], по мнению которых Сурами-Гокишурский надвиг, разделяющий Аджаро-Триалетскую зону и Грузинскую глыбу, в районе пос. Шубани меняет субширотное простирание на юго-западное и прослеживается до с. Букис-Цихе, где кулисообразно сменяется Чохатурским надвигом, протягивающимся до северной окраины г. Кобулети. Всю область, заключенную между Ланчхутским надвигом и Сурами-Гокишурским — Чохатурским



http://jurassic.ru/

надвигами, эти авторы относят к южной части Гурийского прогиба, наложенного на окраину Грузинской глыбы.

Северному глубинному разлому обычно придается решающее значение в распределении фаций и мощностей палеогеновых отложений при переходе от геосинклинали к глыбе. В частности, А. Г. Лалиев и М. И. Зиракадзе считают, что к северу от Чохатурского надвига мощность палеоцен-эоценовых пород сокращается до 1,5—3 км, в то время как к югу от него мощность аналогичных образований превышает 5 км.

Однако в последнее время выяснилось, что Чохатурский надвиг не ограничивает распространения палеогенового комплекса Аджаро-Триалетской складчатой системы. Все скважины, пробуренные на Чолокской площади к северу от Чохатурского надвига, вскрыли более чем четырехкилометровую толщу эффузивов среднего — верхнего эоцена, мощность которых не только не уменьшается, но в некоторых случаях, как, например, в скв. 1, увеличивается до 6 км. Примерно такая же мощность палеоцена — эоцена наблюдается на временных разрезах морских сейсмических профилей под олигоцен-четвертичной толщей южного борта Гурийского прогиба.

Севернее Чохатурского надвига на акватории моря тоже не удается обнаружить признаков шовной границы. Фронтальные складки Гурийского прогиба в ряде случаев действительно осложнены разломами, но эти разломы, во-первых, не отражаются в мощности палеогена и имеют возраст не древнее позднемиоценового, а во-вторых, быстро затухают по простиранию. В частности, Супсинский надвиг, судя по данным сейсморазведки, затухает в 15 км от берега, переходя во флексуру северного крыла одноименной антиклинали. Разлом хорошо читается в отложениях плиоцена и миоцена, но не вызывает смещения нижележащих горизонтов мела — эоцена. Палеогеновая толща, как это хорошо видно на сейсмопрофилях, непрерывно прослеживается от северного борта Аджаро-Имеретинского антиклинория до южного склона Очамчирского свода, постепенно уменьшаясь в мощности от 4—5 км до нулевых значений. Выше по склону палеоцен-эоценовые отложения либо полностью размыты, либо имеют мощность несколько десятков метров, не фиксируемую профилями МОГТ.

Флексура южного склона Центрально-Колхидского и Очамчирского поднятий является единственной реальной границей палеоцен-эоценового прогиба, отчетливо выделяющейся по материалам сейсморазведки. Увеличение мощности палеоцен-эоцена к югу происходит довольно быстро, и под внешними складками Гурийского прогиба она составляет 700—800 м. Еще в 5—7 км южнее мощность этой толщи достигает уже трех и более километров. В соответствии с этим, мы полагаем, что олигоцен-миоценовый Гурийский прогиб наложен не на южную окраину Грузинской глыбы, а на северный погруженный склон Аджаро-Триалетской складчатой системы, который мы выделяем под названием Гурийского син-



http://jurassic.ru/

клинория. Южной границей синклинория является северный борт смежного Аджаро-Имеретинского антиклинория, северная граница проходит по линии распространения достаточно мощных палеоцен-эоценовых отложений, в сейсмической записи выраженной слиянием отражающих горизонтов $П^а$ и Н. На суше границы синклинория почти на всем протяжении осложнены упоминавшимися выше разломами, но в море они представлены сравнительно пологими флексурами палеогеновых и меловых пород с углами наклона не более 20°.

Структура палеоцен-эоценовой толщи Гурийского синклинория характеризуется линейными и брахиформными складками, группирующимися в две антиклинальные и две синклинальные зоны (см. рис. 25). Размеры складок от 10 до 40 км по продольной оси при ширине 5—10 км, амплитуда колеблется от 0,5 до 3 км. Углы наклона крыльев не превышают 15—20°.

В южной части синклинория выделяется Чохатурская синклинальная зона, протягивающаяся вдоль одноименного надвига и уходящая на западе в море, где она прослеживается примерно до меридиана г. Архави. Восточным замыканием синклинальной зоны является собственно Чохатурская синклиналь, ограниченная на западе Дзимитско-Насакиральским куполовидным поднятием, западнее которого осевая часть Чохатурской зоны занята Хварбетской и Чолокской синклиналями.

К северу от перечисленных структур расположена Гуриисмтебская антиклинальная зона, основными элементами которой являются крупные Гуриисмтебское и Натанебское поднятия.

Гуриисмтебское поднятие расположено на суше. Морфологически оно соответствует одноименному хребту, сложенному в основном вулканогенными толщами среднего эоцена. Осевую часть поднятия составляют несколько антиклиналей, в сводах которых обнажаются верхнемеловые известняки. Северные крылья антиклиналей оборваны Ланчхутским надвигом, по которому верхнемеловые и среднеэоценовые отложения надвинуты с юга на север на верхнеэоценовые и неогеновые образования. На самом западе Гуриисмтебского поднятия выделяется Гулиани-Акетская антиклиналь. Западнее этой складки эоценовые породы круто погружаются под олигоцен-четвертичную толщу Гурийского прогиба, причем в море на продолжении Гуриисмтебского поднятия антиклинальная структура уже не читается. Кровля и подошва палеоцена — эоцена моноклинально погружаются с севера до отметок соответственно −6 и −9 км, а затем вновь воздымаются на северном склоне Натанебского поднятия. Гуриисмтебское поднятие, следовательно, полностью затухает в пределах суши.

Натанебское поднятие, закартированное на шельфе детальными работами МОГТ, расположено юго-западнее Гуриисмтебского и кулисообразно по отношению к нему. Поднятие характеризуется широким пологим сводом, осложненным тремя локальными структурами, и угловатой, близкой к изометричной форме. Северный и юго-западный склоны поднятия крутые, часто осложнены сброса-



http://jurassic.ru/

ми с амплитудой до 1 км, юго-восточный склон пологий. Амплитуда поднятия достигает 3 км: на его своде кровля эоцена залегает на глубине 2,5 км, а в смежных синклиналях — на глубине 5,5—6 км. От Гуриисмтебского поднятия Натанебское отделяется северо-западной ветвью Хварбетской синклинали, сливающейся на севере с Хриалетской синклиналью.

Западным окончанием Гуриисмтебской антиклинальной зоны является Кобулетская антиклиналь. Поверхность эоцена в своде антиклинали залегает на глубине 7,5 км, а кровля мела — на глубине около 10,5 км. От свода антиклиналь прослеживается еще на 10—12 км к юго-западу, а затем затухает.

Наиболее погруженная часть Гурийского синклинория представлена Ланчхутско-Араклинской синклинальной зоной, протягивающейся более чем на 200 км от северных предгорий Гуриисмтебского хребта до мыса Араклы. Восточное окончание Ланчхутско-Араклинской зоны, известное в литературе под названием Дапнара-Квалитского синклинория или внешней зоны Гурийского прогиба, расположено на суше между южным склоном Центрально-Колхидского поднятия и Ланчхутским надвигом. Синклинальная зона занимает здесь северную окраину Аджаро-Триалетского прогиба и характеризуется небольшой шириной (3—4 км) и сравнительно малой мощностью палеоцен-эоцена, не превышающей первых сотен метров. В море она расширяется до 15 км и, поворачивая на юго-запад, переходит во внутреннюю часть прогиба, где мощность палеогена увеличивается до 3 км и более. Основными структурами синклинальной зоны являются кулисообразно расположенные Хриалетская и Араклинская синклинали.

Хриалетская синклиналь, расположенная севернее Натанебского поднятия, протягивается в широтном направлении от берега моря до подножия континентального склона. Мульда синклинали выражена изолиниями −6,5 км по кровле эоцена и −9 км по кровле мела. У берега моря синклиналь разделяется на две ветви, северная из которых сливается на суше с Дапнара-Квалитской синклиналью, а южная огибает западную периклиналь Гуриисмтебского поднятия. От Араклинской синклинали Хриалетская синклиналь отделена сравнительно небольшой Чаквинской антиклиналью, амплитуда которой по кровле эоцена не превышает 0,5 км.

Араклинская синклиналь занимает юго-западную часть синклинальной зоны. Это — крупная структура протяженностью более 100 км, в центре которой кровля и подошва палеоцен-эоцена погружены на максимальную во всей Восточно-Черноморской впадине глубину 9,5 и 13 км. Северное крыло Араклинской синклинали пересечено несколькими профилями и выделяется достаточно надежно. Южное крыло складки сейсморазведкой не изучено, но, судя по общему простиранию структур, Гуриисмтебская антиклинальная зона здесь затухает, а Чохатурская синклинальная зона сливается с Ланчхутско-Араклинской. Столь же предположительно можно говорить о юго-западном продолжении Араклин-

http://jurassic.ru/

ской синклинали. По-видимому, она прослеживается вплоть до турецкого шельфа. Не исключено, что к ней же относится довольно обширное поле эоценовых пород, обнажающихся в районе мыса Араклы.

С северо-запада Ланчхутско-Араклинская синклинальная зона ограничена Григолетским поднятием и Трабзонским структурным выступом. Эти крупные положительные структуры, погружающиеся навстречу друг другу, вместе с безымянным поднятием между ними они образуют внешнюю антиклинальную зону Гурийского синклинория, которую мы выделяем под названием Рионо-Трабзонской. Рионо-Трабзонская зона разделяет Гурийский синклинорий и Восточно-Черноморскую впадину и, в отличие от других структурных зон синклинория, не выходит на сушу.

Григолетское поднятие, расположенное в северо-восточной части антиклинальной зоны, представляет собой асимметричную брахиантиклиналь с крутым северным и пологим южным крылом. Северное крыло осложнено разломом, амплитуда которого по кровле эоцена достигает 1,5 км. В целом амплитуда поднятия превышает 3 км: на его своде кровля и подошва палеоцена — эоцена залегает на глубине 5 и 7 км, а в смежных депрессиях — на глубине соответственно 8 и 11 км.

Трабзонский структурный выступ также асимметричен: северо-западное его крыло круче, чем юго-восточное, осложненное пологими малоамплитудными складками. С юго-запада выступ не оконтурен, но даже по его изученной части видно, что это — наиболее крупное из всех рассмотренных поднятий. Кровля мела на его своде поднимается до отметок —3 км, и амплитуда поднятия достигает таким образом 5—6 км. Эоценовые отложения на своде выступа выклиниваются.

К северу от Трабзонского выступа сейсмопрофилями МОГТ закартировано поднятие Джанелидзе, на своде которого тоже отсутствуют отложения эоцена. Это поднятие относится к структурам Восточно-Черноморской впадины, но его необходимо упомянуть для ясности дальнейшего изложения.

Как видно из структурных карт по кровле эоцена и по кровле мела (см. рис. 25, 28, 29), складки Аджаро-Триалетской зоны с востока на запад погружаются под мощную олигоцен-четвертичную толщу Восточно-Черноморской впадины. На шельфе глубина залегания кровли эоцена колеблется от 3 км на сводах поднятий до 5—6 км в синклиналях, в глубоководье она увеличивается до 9,5 км. Погружение происходит неравномерно, на общем его фоне выделяется несколько поперечных флексур, наиболее крупная из которых имеет амплитуду около двух километров и в первом приближении совпадает с континентальным склоном. Палеоцен-эоценовая толща в пределах флексуры погружается достаточно быстро, а в некоторых случаях, в частности, на западном борту Натанебского поднятия, по разломам с вертикальным смещением до 1 км. Все это приводит многих исследовате-


http://jurassic.ru/

лей к выводу о том, что структуры Аджаро-Триалетской складчатой зоны срезаются континентальным склоном Черноморской впадины. В действительности же происходит не срезание, а ступенчатое погружение их на запад, аналогичное тому, которое наблюдается на суше [7], и вполне сопоставимое с ним по амплитуде.

Одновременно с погружением складки выполаживаются и в глубоководной котловине вскоре затухают. Дальше на запад палеоцен-эоценовый комплекс Аджаро-Триалетской зоны переходит в одновозрастную толщу Восточно-Черноморской впадины, залегающую практически горизонтально. Переход этот постепенный и не сопровождается тем быстрым и многократным уменьшением мощности, которое является основным признаком при разделении Аджаро-Триалетского прогиба и структур Грузинской глыбы. Мощность палеоцен-эоцена в зоне внешних складок Гурийского синклинория и в прилегающей части глубоководной котловины практически одинакова и составляет около 3 км (см. рис. 32). Поэтому для решения вопроса о соотношении Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Восточно-Черноморской впадины важное значение приобретают другие признаки тектонического районирования, прежде всего формационный состав палеогеновых отложений и современная структура кайнозойской толщи.

Палеоцен-эоценовый комплекс глубоководной впадины характеризуется акустически сильными, хорошо выдержанными отражающими горизонтами, отчетливо читающимися среди кратных волн. Столь выразительная сейсмическая запись, полученная, несмотря на огромную мощность перекрывающих отложений, говорит о жесткой акустической границе, связанной с поверхностью палеоцен-эоцена. Наиболее вероятным объяснением существования такой границы является предположение о наличии довольно крупных пачек карбонатного состава среди мощной терригенной толщи палеоцен-эоценовых пород, подстилающих глинистую толщу майкопской серии.

Существенно иной характер сейсмической записи имеют вулканогенные толщи Аджаро-Триалетской зоны. На Натанебском поднятии, где получен наиболее представительный и надежно увязанный со скважинами сейсмический материал, с эоценовым комплексом связаны невыдержанные, прерывистые отражения, часто осложненные криволинейными осями синфазности, придающими отражающим горизонта «шерохожаты;» облик. Внутри эоцена на временных разрезах наблюдаются своеобразные линзовидные видные тела, резко меняющиеся в мощности и беспорядочно накладывающиеся друг на друга.

Анализ временны́х разрезов показывает, что смена «карбонатной» сейсмофации Черноморской впадины «вулканогенной» сейсмофацией Аджаро-Триалет происходит в районе поднятия Джанелидзе и структур Рионо-Трабзонской антиклинальной зоны. На склонах Трабзонского выступа и поднятия Джанелидзе отражающий горизонт $II^a$ и другие горизонты этой группы сохраняют все основные черты, присущие им в пределах глубоководной впадины.

http://jurassic.ru/

По мере погружения в сторону Араклинской синклинали они теряют свою выразительность и постепенно обогащаются признаками, установленными на Натанебском поднятии. Юго-восточное крыло синклинали, по-видимому, сложено уже преимущественно вулканогенными породами палеогена. Сходная картина наблюдается на Григолетском поднятии, хотя здесь волновое поле несколько сложнее. Горизонт $II^3$ плохо читается на крутом северо-западном крыле поднятия и в смежной депрессии, но на своде он вновь приобретает четкость записи, характерную для глубоководной впадины, и теряет ее только при переходе к складкам внутренней области Гурийского синклинория.

Очевидно, изменение характера сейсмической записи палеогеновой толщи в какой-то степени связано с общим усложнением сейсмогеологических условий при переходе к складкам Гурийского прогиба, но едва ли объясняется только этим. Вышележащие отложения неогена, например, сохраняют отчетливую слоистость, несмотря на интенсивную складчатость, за исключением ядер антиклиналей. Основной причиной отмеченных особенностей волнового поля, как нам кажется, является замещение карбонатных отложений палеогена вулканогенными, приуроченное к поперечной перемычке, образуемой антиклиналями Рионо-Трабзонской зоны и поднятием Джанелизде.

Одновременно со сменой формационного состава в пределах Рионо-Трабзонской зоны происходит некоторое сокращение мощности палеогеновых отложений (до 2,5 км), что говорит о существовании здесь в течение палеоцена — эоцена относительного поднятия, разделявшего Аджаро-Триалетский прогиб и Восточно-Черноморскую впадину. Это поднятие, сложенное преимущественно карбонатными породами, является, по существу, самостоятельной граничной структурой, и мы рассматриваем его вместе с Аджаро-Триалетской зоной несколько условно, исходя из того что оно хорошо выражено в отложениях майкопа и неогена. Конформность структур, выделяющихся по кровле мела и эоцена, со складками в олигоцен-четвертичной толще является характерной чертой тектоники Аджаро-Триалетской зоны, отличающей ее от других участков Черноморской впадины. По этому признаку Рионо-Трабзонское поднятие гораздо ближе к аджаро-триалетским структурам, чем к структурам Восточно-Черноморской впадины, в силу чего мы считаем возможным отнести его к внешней зоне складок Гурийского синклинория.

Изложенные выше материалы позволяют сделать вывод о том, что в палеоцен-эоцене существовал обширный глубоководный прогиб, объединявший Аджаро-Триалетскую зону и Восточно-Черноморскую впадину. Однако нельзя считать эти структуры прямым продолжением одна другой, как это следует из представлений Ш. А. Адамия и И. П. Гамкрелидзе [1, 7]. Между ними наблюдается постепенный переход, сопровождающийся уменьшением мощности отложений от 5—6 до 3 км и сменой вулканогенно-флишевых формаций на карбонатные. Глубоководный характер Аджаро-


http://jurassic.ru/

Триалетского прогиба определяется прежде всего распространением флиша в палеоцене — нижнем эоцене. Очевидно, глубоководные условия сохранялись и позднее, по крайней мере в первой половине среднего эоцена. Учитывая отсутствие резкой границы между этим прогибом и Восточно-Черноморской впадиной, можно допустить, что впадина тоже была достаточно глубоководной. Пологое поднятие, разделявшее эти структуры, намечается лишь по незначительному уменьшению мощности палеоцен-эоцена и едва ли могло быть заметным морфологическим уступом. Подтверждением глубоководности Черноморской впадины является размыв палеогена на соединительном крыле ограничивающей ее флексуры мезозойских пород. Как показали наши исследования, такой размыв проявляется практически во всей кайнозойской толще и указывает на древний континентальный склон, примерно совпадавший с упомянутой флексурой [10, 33, 47].

Интенсивная вулканическая деятельность, протекавшая в Аджаро-Триалетии во второй половине среднего эоцена, привела в конечном итоге к компенсации глубоководного прогиба, о чем говорит появление в разрезе среднеэоценовых отложений Аджарии и Гурии мелководной фауны и значительного количества грубообломочного терригенного материала. К концу позднего эоцена море покинуло центральную часть Аджаро-Триалет [6, 7, 16]. В то же время в Черноморской впадине продолжалось интенсивное некомпенсированное прогибание, сохранявшееся в течение всего кайнозоя. В позднем эоцене в Ахалцихской и Гурийской депрессиях отмечается новая трансгрессия моря, наступавшего со стороны Черноморской впадины. Позднеэоценовое прогибание уступает по интенсивности среднеэоценовому, но тем не менее мощность накопившихся за это время осадков измеряется многими сотнями и тысячами метров. В Ахалцихской депрессии мощность адигенской и нададигенской свит, относящихся к верхнему эоцену, превышает 2,5 км. Не менее интенсивно прогибалась и Гурийская депрессия, на что указывают результаты глубокого бурения на площади Мериа — Чолоки. Особенно показательна в этом отношении скважина 1, которая, пройдя почти 3 км по вулканогенным породам, в интервале 2824—2861 м вскрыла пачку темно-серых карбонатных глин с микрофауной белоглинского горизонта. Ниже этой пачки скважиной пройдены еще 3 км вулканитов, очевидно, имеющих верхнеэоценовый возраст.

Помимо величины прогибания, данные скважины 1 указывают еще и на полное замещение карбонатных фаций верхнего эоцена, развитых на северном борту Гурийской депрессии, вулканогенными фациями на ее южном борту. Больше того, они говорят о том, что мощный вулканогенный прогиб существовал здесь и в олигоцене, потому что трудно представить, чтобы вся трехкилометровая эффузивная толща, перекрывающая глинистую пачку, соответствовала белоглинскому горизонту. Конечно, не исключено, что эта толща надвинута по разлому, но в пользу первого предположения говорят еще и исследования Ш. А. Адамия и П. Ш. Са-

http://jurassic.ru/

луквадзе, которые по аналогичным признакам относят к олигоцену верхнюю часть нададигепской свиты. Соотношение олигоценовых вулканогенных формаций с одновозрастными песчано-глинистыми формациями Гурийского прогиба в настоящее время неясно. Решение этого вопроса оказало бы существенную помощь в изучении проблемы сочленения Аджаро-Триалет и Черноморской впадины, поэтому он заслуживает специальных исследований.

### 8.3. Строение олигоцен-четвертичных отложений

По сравнению с палеоцен-эоценовым комплексом олигоцен-четвертичные отложения Гурийского прогиба изучены значительно лучше.

В разрезе этой толщи выделяются следующие отражающие горизонты: В — подошва четвертичных отложений, I — подошва плиоцена, $I^м$ — подошва мэотиса, $I^а$ — кровля майкопской серии. Возрастная привязка отражающих горизонтов достаточно надежна: на востоке они хорошо сопоставляются с соответствующими стратиграфическими поверхностями, вскрытыми скважинами в прибрежной полосе Гурийского прогиба, а на западе совпадают с одноименными горизонтами, прослеженными из центральной части Черноморской впадины. Тектоника Гурийского прогиба в целом имеет унаследованный характер, но в то же время олигоцен-четвертичная толща отличается более сложной структурой, а иногда и несовпадением направления складок по сравнению с подстилающим палеоцен-эоценовым комплексом (рис. 26). Усложнение происходит главным образом за счет появления дополнительных антиклинальных складок диапирового типа, развитых в пластичной глинистой толще майкопа и миоцена вдоль крутых склонов палеоцен-эоценовых поднятий. Из таких складок прежде всего следует отметить Земо-Натанебскую антиклиналь, приуроченную к северному крутому крылу Натанебского поднятия.

Земо-Натанебская антиклиналь хорошо выражена на суше, где в ее ядре обнажаются отложения среднего миоцена. Складка характеризуется веерообразным строением: северное ее крыло на всем протяжении опрокинуто на север, южное в ряде участков опрокинуто на юг. На побережье антиклиналь разбурена тремя глубокими скважинами, вскрывшими отложения майкопской серии. Скв. 1, расположенной вблизи ее свода, майкопские глины встречены на глубине 2920 м, скв. 2, находящейся в северном крыле,— на глубине 3450 м и скв. 1 в южном крыле — на глубине 4100 м. Углы падения миоценовых и майкопских отложений, замеренные в скважинах, достигают иногда 85—90°. По материалам сейсморазведки Земо-Натанебская складка непрерывно прослежена на 25 км от берега моря. На сейсмопрофилях она чаще всего записывается в виде зоны потери корреляции верхних отражающих горизонтов, ниже которой следится моноклинально погружающийся к северу горизонт $II^а$ (см. рис. 24).



http://jurassic.ru/

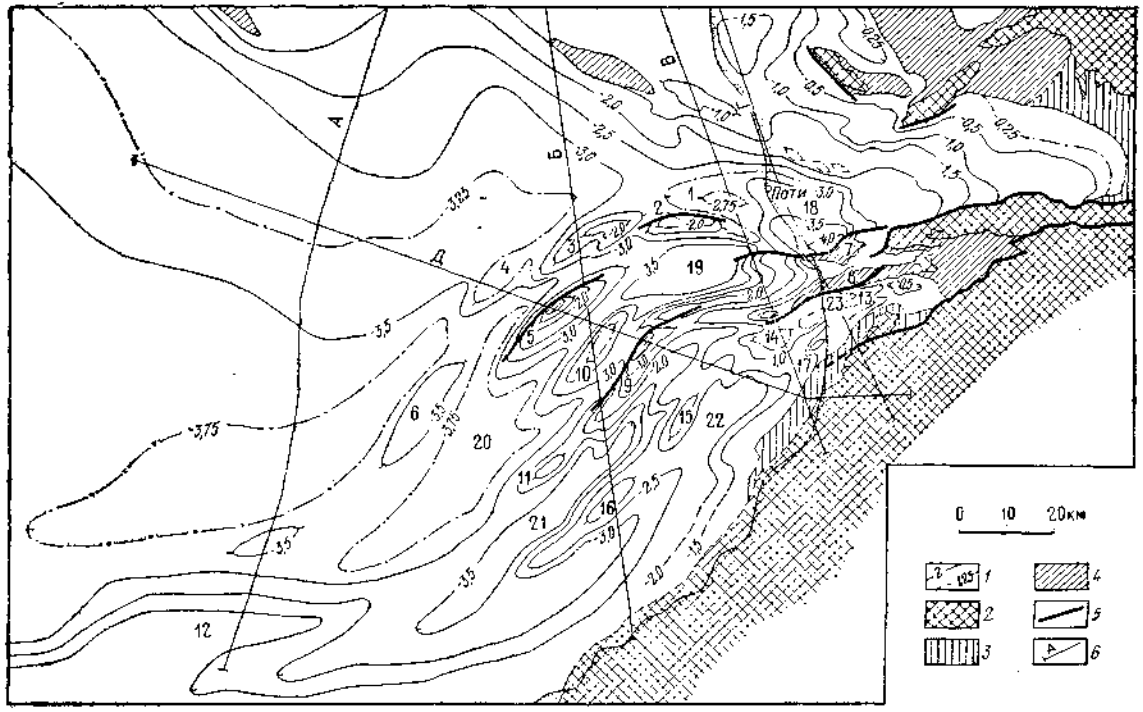



Рис. 26. Структурная карта Гурийского прогиба по подошве мэотиса

*1* — изогипсы подошвы мэотиса, км; *2* — выходы на поверхность доолигоценовых пород; *3* — выходы доолигоценовых пород под подошву плиоцен-четвертичных отложений; *4* — выходы отложений олигоцена — сармата на поверхность или под подошву четвертичных отложений; *5* — разломы; *6* — линии сейсмогеологических разрезов (см. рис. 22). Антиклинали: 1 — Малтаквинская, 2 — Хидмагальская, 3 — Рионская, 4 — Западно-Рионская, 5 — Григолетская, 6 — Махарадзе, 7 — Супсинская, 8 — Земо-Натанебская, 9 — Чаквинская, 10 — Урекская, 11 — Чахатская, 12 — Трабзонская, 13 — Мерийская, 14 — Натанебская, 15 — Батумская, 16 — Кобулетская, 17 — Чолокская; синклинали: 18 — Рионо-Супсинская, 19 — Хрилетская, 20 — Морская, 21 — Араклинская, 22 — Чолокская, 23 — Хварбетская

http://jurassic.ru/

На западе Земо-Натанебская антиклиналь через небольшую седловину соединяется с Чаквинской антиклиналью, в структуре олигоцен-четвертичной толщи представляющей собой крупную асимметричную складку, опрокинутую на северо-запад. Крутое северо-западное крыло складки осложнено разломом, по которому отложения среднего миоцена — сармата, выходящие в ядре складки на дно моря, надвинуты на плиоцен-четвертичные образования соседней синклинали. Амплитуда разлома по подошве мэотиса достигает 2 км. Чаквинская антиклиналь протягивается на юго-запад до подножия континентального склона, а затем сменяется Чахатской антиклиналью, которая в свою очередь связана пологой седловиной с Трабзонским поднятием.

Перечисленные структуры образуют Земо-Натанебскую антиклинальную зону, не выраженную по кровле эоцена, которая в пределах акватории разделяет Хриалетскую и Араклинскую синклинали. На суше Земо-Натанебская антиклиналь и смежные с нею синклинальные складки расположены между периклиналями Гурийского и Натанебского поднятий, благодаря чему по подошве мэотиса эти поднятия уже не читаются как единая антиклинальная зона. Натанебское поднятие вместе с Батумским и Кобулетским образуют южную цепочку антиклинальных структур Гурийского прогиба, в которую входит также Мерийская антиклиналь, расположенная на суше. Вдоль южного континентального склона, по-видимому, протягивается еще одна зона антиклиналей, включающая Чолокское поднятие. Кроме Чолокского поднятия, в южной части профилей МОВ, пройденных на шельфе Аджарии, читается еще несколько антиклинальных перегибов, но при переходе на континентальный склон эти складки, как и все структуры Гурийского прогиба, отгибаются к юго-западу и уходят за пределы акватории, изученной сейсморазведкой.

Западным продолжением Гуриисмтебского поднятия в структуре олигоцен-четвертичной толщи является Супсинская антиклиналь, сложенная на поверхности нижне- и среднесарматскими отложениями. Антиклиналь асимметрична: на южном ее крыле слои падают под углом 25—30°, а на северном — под углом 70—75°. Западная периклиналь Супсинской складки расположена на шельфе. По сейсмическим профилям она прослеживается в широтном направлении примерно на 15 км от берега моря, а затем затухает в верхней части континентального склона. Северное крыло антиклинали осложнено крупным надвигом, который задокументирован многочисленными скважинами, заложенными в ее южном крыле. Скважины прошли сармат и средний миоцен и на глубинах от 600 до 3600 м вскрыли фаунистически охарактеризованные отложения плиоцена. Горизонтальная амплитуда надвига составляет 2—3 км, а амплитуда вертикального смещения 2—2,5 км. В сторону Черноморской впадины интенсивность подвижек по разлому быстро уменьшается. На прибрежных профилях амплитуда смещения подошвы мэотиса составляет 1—1,2 км, затем она умень-


http://jurassic.ru/

шается до 200—300 м и разлом затухает, не выходя за пределы шельфа (см. рис. 22).

Лучше других структур Гурийского синклинория в олигоцен-четвертичной толще сохраняется Рионо-Трабзонская антиклинальная зона. Помимо упоминавшегося выше Григолетского поднятия, в эту зону входят еще пять кулисообразно расположенных структур, образующих северную цепочку антиклиналей Гурийского прогиба. В целом она имеет дугообразную форму, выпуклую на север: расположенные на востоке Малтаквинская и Хидмагальская складки простираются в северо-западном направлении, параллельно южному склону Очамчирского свода, а сменяющие их складки Рионская, Западно-Рионская и Махарадзе — в широтном и юго-западном направлениях. Дальше на юго-запад эта зона поднятий прослеживается до северного склона Трабзонского выступа, где зафиксирована небольшая антиклиналь, очерченная изогипсой —3,5 км.

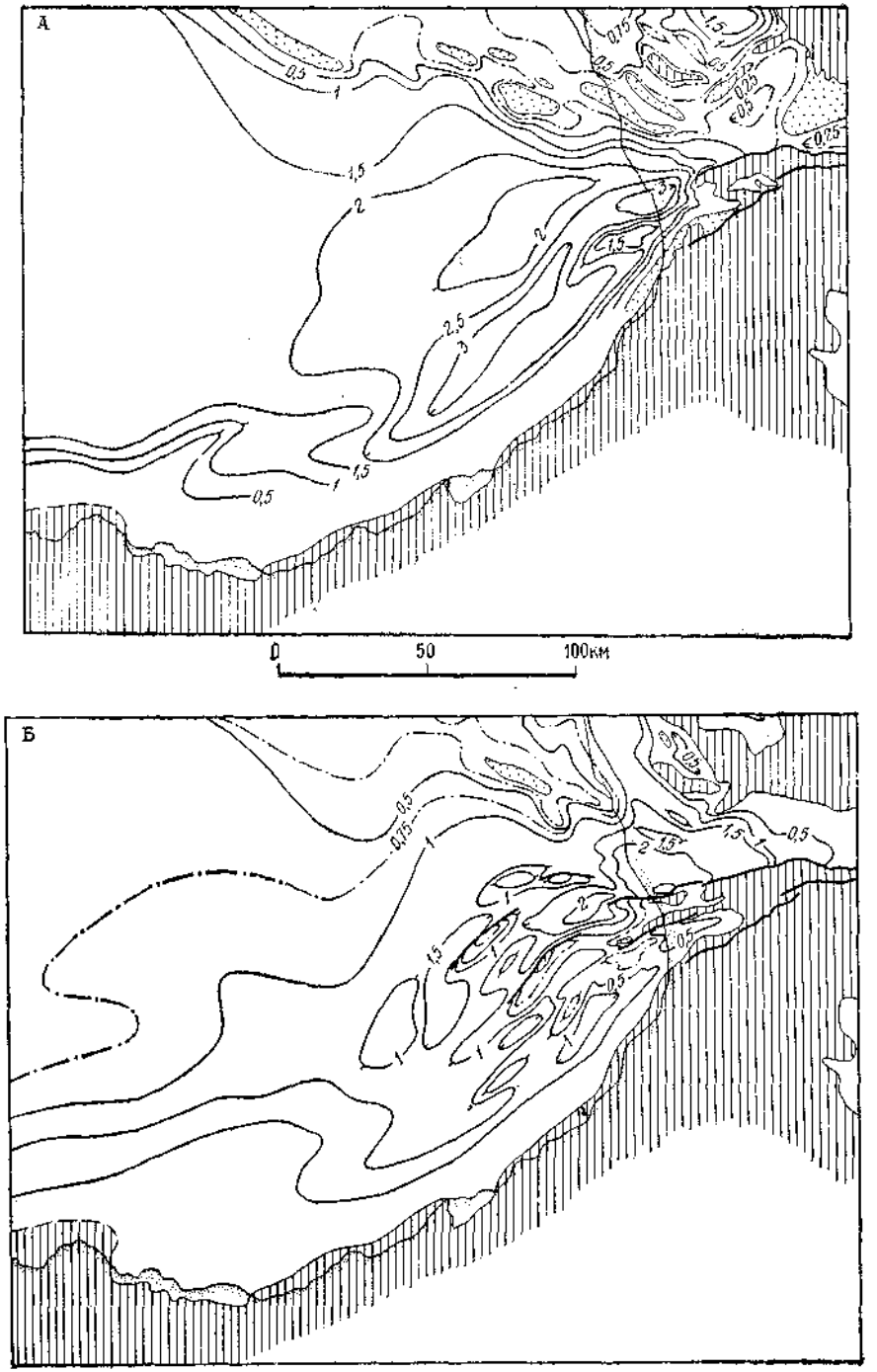
Григолетская брахиантиклиналь, наиболее крупная из структур рассмотренной зоны, является еще одним примером надфлексурных складок нагнетания, развитых в олигоцен-четвертичных отложениях. Антиклиналь приурочена к северо-западному крутому крылу одноименного поднятия палеоцен-эоценовых пород. Складка наклонена на северо-запад и сопровождается взбросом с амплитудой по подошве мэотиса 1,5 км. В юго-восточном надвинутом крыле складки миоценовая толща выходит непосредственно под подошву четвертичных отложений.

Размеры складок Гурийского прогиба различны: от 4—5 км до 30—35 км по продольной оси при ширине от 2 до 8 км, амплитуда по подошве мэотиса колеблется от 150—200 м до 1,5 км. Углы наклона крыльев в отложениях олигоцена — миоцена по сравнению с эоценовым комплексом несколько увеличиваются и достигают 25—30°.

Основные этапы развития Гурийского прогиба отражаются в распределении мощностей отложений майкопской серии, миоцена и плиоцена (рис. 27). В конце эоцена в Гурии отмечается регрессия моря, отступающего из краевых частей бассейна. К этому времени относится окончательное разделение Гурийского прогиба и Ахалцихской депрессии, которая утратила связь с Черноморской впадиной и уже в конце олигоцена была заполнена осадками. В раннем миоцене в Ахалцихской депрессии накапливалась песчано-глинистая угленосная толща, сменившаяся в сармате — плиоцене континентальными вулканогенными образованиями годерзкой свиты.

Иначе развивался Гурийский прогиб, большая часть которого оставалась глубоководной вплоть до конца сармата. К началу олигоцена наметились основные антиклинальные и синклинальные зоны прогиба, формировавшиеся в течение всего майкопа. Майкопские отложения выклиниваются на своде Трабзонского выступа и уменьшаются в мощности до 0,5—0,8 км на Григолетском и Натанебском поднятиях, в то время как в Ланчхутско-Араклин-

http://jurassic.ru/


А
0,5
1
1,5
2
2,5
3
0,75
<0,25
0
50
100км
Б
0,5
0,75
1
1,5
2
1
2
3
4
5

ской синклинали мощность их достигает 2,5 км. Следует, однако, отметить преимущественно согласное залегание майкопской серии и верхнего эоцена. На суше оно установлено в синклиналях, а в море наблюдается и на большинстве поднятий, насколько об этом можно судить по временным разрезам. Очевидно, над уровнем моря в начале олигоцена возвышались только наиболее крупные антиклинали восточной части прогиба, где майкоп несогласно перекрывает разные горизонты верхнего и среднего эоцена.

Майкопское время характеризуется энергичным погружением Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадин, которое отчетливо проявляется и в Гурийском прогибе. Максимальная мощность майкопа (более 2,5 км) сосредоточена в юго-западной части прогиба, где она сопоставима с мощностью одновозрастных отложений глубоководной впадины. В восточной части прогиба мощность майкопа значительно меньше и не превышает 0,5—1 км (см. рис. 33).

В среднем миоцене — сармате Гурийский участок прогибался сильнее остальной площади Восточно-Черноморской впадины. Во впадине мощность отложений этого возраста составляет около 1,5 км, а в Гурийском прогибе она достигает максимальных для всего Черноморского региона значений 3,2—3,4 км. Причем такая мощность наблюдается не только в юго-западной, но и восточной части прогиба, где она определена скважинами Супсинской площади (см. рис. 27, *а*). Григолетское поднятие, отчетливо выраженное в майкопе, втягивается в общее прогибание и проявляется лишь в незначительном уменьшении мощности миоцена, которая, впрочем, даже на своде антиклинали больше, чем в глубоководной впадине. Относительную устойчивость сохраняют только Натанебское и Трабзонское поднятия, на которых мощность среднего миоцена — сармата не превышает 1—1,5 км.

Граница глубоководного бассейна в олигоцене — миоцене располагалась значительно восточнее современного ее положения и проходила примерно вдоль линии, соединяющей западные периклинали Гулиани-Акетской, Баилетской и Чолокской антиклиналей. С этой полосой связаны многие явления, которые указывают на древний континентальный склон: трансгрессивное залегание олигоцена-миоцена, быстрое увеличение мощности этой толщи, оползневые процессы, установленные в ряде мест по своеобразным выходам майкопа и среднего эоцена среди поля сарматских отложений. Здесь же происходит заметное уменьшение доли грубообломочного материала. Так, в Чохатурской депрессии майкопская серия представлена песчаниками и конгломератами олиго-

---

Рис. 27. Карты мощности отложений Аджаро-Гурийского прогиба: среднего миоцена — сармата (А) и мэотиса — плиоцена (Б)

*1* — изопахиты через 0,5 и 1 км; *2* — дополнительные изопахиты через 0,25 км; *3—4* — области отсутствия соответствующих отложений; *3* — на поверхности; *4* — перекрытые более молодыми отложениями; *5* — разломы

http://jurassic.ru/

цена и глинами нижнего миоцена, а в западной Гурии весь разрез майкопа сложен темно-серыми некарбонатными глинами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Сходное изменение фаций наблюдается и в отложениях среднего миоцена — сармата: в краевой зоне бассейна в разрезе присутствует значительное количество песчаников и конгломератов, содержащих повышенное количество бентосной фауны, а в центральной части прогиба преобладают монотонные серые карбонатные глины, вскрытые глубокими скважинами Земо-Натанебской площади.

Олигоцен-миоценовое прогибание, по-видимому, достигло максимума в начале среднего сармата, когда на всей территории Гурии накапливались глинистые осадки тхинвальской свиты. Во второй половине среднего сармата и в позднем сармате прогибание замедляется и глинистые отложения сменяются регрессивной песчано-конгломератовой толщей, распространенной в западной части Гурийской депрессии. Граница глубоководного бассейна постепенно смещается к западу. К началу мэотиса вся восточная часть прогиба, вплоть до подножия современного континентального склона, представляла собой сравнительно мелководную зону, о чем говорят отчетливые следы размыва сарматских отложений, читающиеся на сводах Натанебской, Чаквинской и Григолетской антиклиналей.

В конце сармата сложился современный структурный план домайкопских и олигоцен-миоценовых пород, практически без изменений унаследованный в плиоцене и антропогене. Мощность отложений майкопской серии и среднего миоцена — сармата, как это видно на сейсмогеологических разрезах (см. рис. 22) и картах изопахит (см. рис. 27 и 33), примерно одинакова в синклиналях и на сводах антиклиналей, а мощность мэотиса — плиоцена резко изменяется — от 2 км до 200 м. Такое соотношение мощностей довольно точно определяет послесарматский возраст большинства складок Гурийского прогиба. Исключение составляют главные антиклинали Рионо-Трабзонской зоны и Натанебское поднятие, формирование которых началось еще в предолигоценовую эпоху. Складки хорошо выражены в четвертичных отложениях, а в ряде случаев и в рельефе дна, что говорит об активном их росте вплоть до настоящего времени. Амплитуда складок по подошве антропогена достигает 200—500 м, мощность антропогена колеблется от 1 км в синклиналях до 200—300 м на сводах антиклиналей.

Плиоцен-четвертичное развитие складок было в значительной степени обусловлено нагнетанием пластичных глинистых отложений майкопа и миоцена в ядре антиклиналей. Об этом говорят уменьшение мощности и выклинивание плиоцен-четвертичных отложений на крыльях антиклиналей, наблюдающийся иногда в антиклиналях небольшой раздув нижележащей толщи олигоцена-миоцена, а также «бескорневое» строение некоторых складок, расположенных над крутыми флексурами эоценовых пород. Однако настоящих диапировых складок, сопровождающихся ядрами про-

http://jurassic.ru/

тыкания, в Гурийском прогибе нет. По крайней мере, как в сейсмозаписи, так и в геологических материалах на суше отсутствуют достаточно надежные признаки для их выделения. Диапировой складкой может считаться только антиклиналь Земо-Натанеби, которую сближают с этим типом структур крутые углы падения миоценовых и майкопских слоев в ее ядре, доходящие до 90°. По-видимому, отсутствие широкого проявления диапиризма связано с относительной молодостью тектонических подвижек, которые вызвали процесс нагнетания, и со сравнительно небольшой мощностью майкопских глин, которые являются основным материалом диапиров в таком типичном районе их развития, как Керченско-Таманский прогиб.

В мэотисе ось Гурийского прогиба смещается к северу, причем в пределах современной суши и шельфа, где складки олигоцен-миоценовой толщи, по-видимому, поднимались над уровнем моря, смещение было максимальным, и здесь прогибание наложилось уже не на северный склон Аджаро-Триалет, а на структуры Колхидской впадины. Естественно, что, не располагая достаточными сведениями о геологическом строении акватории, большинство исследователей рассматривали эту область как наиболее погруженную часть Грузинской глыбы, известную в литературе под названием Рионо-Супсинского прогиба [22] или Рионо-Чаладидского синклинория [6]. Больше того, такие факты, как отсутствие майкопских и миоценовых отложений в скважинах Центрально-Колхидского поднятия и трансгрессивное залегание мэотиса на карбонатной пачке верхнего мела — эоцена, привели к мысли о том, что Рионо-Супсинский прогиб наложился на приподнятую зону, служившую в олигоцене — миоцене источником терригенного материала. Этому способствовало отсутствие сведений о майкопских и миоценовых отложениях в центре прогиба, где скважины не выходят из мэотиса.

Однако в последнее время выяснилось, что Рионо-Супсинский прогиб выполнен не только отложениями мэотиса, плиоцена и антропогена, но и достаточно мощной толщей миоцена и майкопской серии. По сейсмическим профилям МОГТ, пройденным в море севернее гурийских складок, олигоцен-четвертичная толща выполнения глубоководной впадины непрерывно прослеживается на сушу. На суше олигоцен-миоценовый комплекс мощностью от 400 до 1200 м вскрыт скважинами Лесской площади, расположенной на северном борту Рионо-Супсинского прогиба. С другой стороны, на акватории моря зона больших мощностей мэотиса — плиоцена (свыше 2 км), характерных для Рионо-Супсинской депрессии, протягивается не в широтном направлении, вдоль структур Грузинской глыбы, а на юго-запад, занимая Хриалетскую и Араклинскую синклинали Гурийского прогиба (см. рис. 27, *б*). Становится очевидным, что разрез Рионо-Супсинской депрессии мало отличается от разреза Гурийского прогиба и что эти структуры представляют собой две ветви единой зоны прогибания. На первый взгляд, это не согласуется с известными данными по суше.


http://jurassic.ru/

В Гурийский прогиб обычно включают только его южную часть, лежащую за Супсинским надвигом. В этой части прогиба обнажаются мощные складчатые толщи миоцена и сравнительно маломощные отложения плиоцена, в то время как Рионо-Супсинская депрессия — это область распространения мощных пологолежащих плиоцен-четвертичных осадков. Но материалы морской сейсморазведки показывают, что Супсинский надвиг вовсе не является границей между миоценовым и плиоценовым прогибами. Разлом практически не отражается в мощности майкопа и миоцена, а влияние его на распределение мощностей плиоцен-четвертичных образований ничем не отличается от влияния других разломов, осложняющих крутые северные крылья антиклиналей Гурийского прогиба. Граница между собственно Гурийским прогибом в том смысле, который придается ему на суше, и Рионо-Супсинской депрессией отчетливо выражена только на востоке, где их разделяет Гурийско-Мтебское поднятие, сложенное эоценовыми и верхнемеловыми породами. На запад поднятие быстро погружается и эти две ветви одного прогиба сливаются между собой.

Основное различие между Рионо-Супсинской депрессией и Гурийским прогибом заключается в форме залегания олигоцен-четвертичных пород. Столь же резко по этому признаку Гурийский прогиб отличается от Восточно-Черноморской впадины. Кроме того, он достаточно отчетливо обособляется в мощностях неогена. Но наметить какую-то естественную границу распространения отложений Восточно-Черноморской впадины и Гурийского прогиба невозможно. Все толщи выполнения глубоководной впадины, от майкопской до четвертичной, постепенно переходят в одновозрастные образования Гурийского прогиба. По существу, Гурийский прогиб является юго-восточной окраиной Черноморской впадины, перекрывающей преимущественно вулканогенно-флишевый складчатый комплекс Аджаро-Триалет и только на севере, в Рионо-Супсинской депрессии,— платформенный комплекс Грузинской глыбы. Своеобразие тектоники и истории развития этой части Черноморской впадины объясняется влиянием тектонических движений, происходивших в кайнозое в Аджаро-Триалетской зоне.

## ГЛАВА 9. ГЛУБОКОВОДНАЯ ВПАДИНА

Черноморская впадина является одной из самых глубоких кайнозойских тектонических впадин на Земле. Изучение временных разрезов МОГТ позволило установить такие подробности ее строения, которые не удалось бы получить и при геологической съемке хорошо обнаженного региона. Прослежены и откартированы образующие ее впадины и прогибы второго порядка, валы, их склоны и другие частные тектонические формы на глуби-


http://jurassic.ru/

ну более 10 км. Особенно важные, ключевые сведения получены о строении бортов впадин — древних континентальных склонов.

По временны́м разрезам МОГТ выяснено строение кровли мела (мезозоя), определяющей форму сложно построенной кайнозойской впадины (рис. 28), откартированы поверхности опорных отражающих горизонтов, отвечающих кровле эоцена, кровле майкопской серии, подошве антропогена. Вместе с картой по кровле мезозоя структурные карты этих поверхностей (рис. 29—31) дают объемное представление о внутреннем строении впадины, которое дополняется картами мощностей палеоцена — эоцена, майкопской серии, плиоцена и антропогена (рис. 32—35).

### 9.1. Структура впадины по кровле мезозоя

Размеры Черноморской впадины, если оценивать их по поверхности мела (мезозоя), достигают более 1100 км в длину при ширине от 150 до 300 км. Она распадается (см. рис. 1 и рис. 28) на Западно-Черноморскую впадину длиной более 600 км, шириной 150—300 км с мощностью кайнозойского выполнения до 13—14 км и Восточно-Черноморскую впадину длиной также более 600 км, шириной в основном 100—150 км и мощностью кайнозойских отложений до 10—11 км. Эти впадины разделяются валом Андрусова длиной до 200 км, с шириной свода между бровками склонов от 20 до 70 км и амплитудой склонов по кровле мела 5—7 км. Вал Шатского, отделяющий прогибы Сорокина и Туапсинский от Восточно-Черноморской впадины, протягивается на 450—470 км при ширине свода от 10 до 60 км и амплитуде южного крыла по кровле мела 4—7 км. Таковы размеры основных тектонических элементов Черноморской впадины.

Склоны крупных впадин отличаются относительной крутизной. Особенно круты северные склоны прогибов Сорокина и Туапсинского, где угол наклона достигает 30°. В них, а также в прикрымском участке северного склона Западно-Черноморской впадины сейсморазведочные профили МОГТ не могут зафиксировать положение отражающего горизонта III(Н), связанного с поверхностью мезозоя. Здесь можно ожидать разрывные нарушения, осложняющие крутые склоны (см. рис. 13, 19, 43 *б*, *в*). По временны́м разрезам устанавливается наличие сброса или надвига большой амплитуды на северном, вернее, северо-восточном крыле Стара-Планинского антиклинория, обращенном в сторону Нижне-Камчийского прогиба. На всем остальном протяжении склонов Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадин многочисленные сейсмопрофили МОГТ прослеживают непрерывную наклонную поверхность от бровки до подошвы склона. Наклоны ее оказываются в пределах 10—20°, доступных для записи сейсморазведкой МОГТ (рис. 36, 37).

Таким образом, документально установлено временны́ми разрезами, что борта впадин почти по всему их периметру представляют собой флексурные перегибы, а не разломы. Участки, в ко-

http://jurassic.ru/

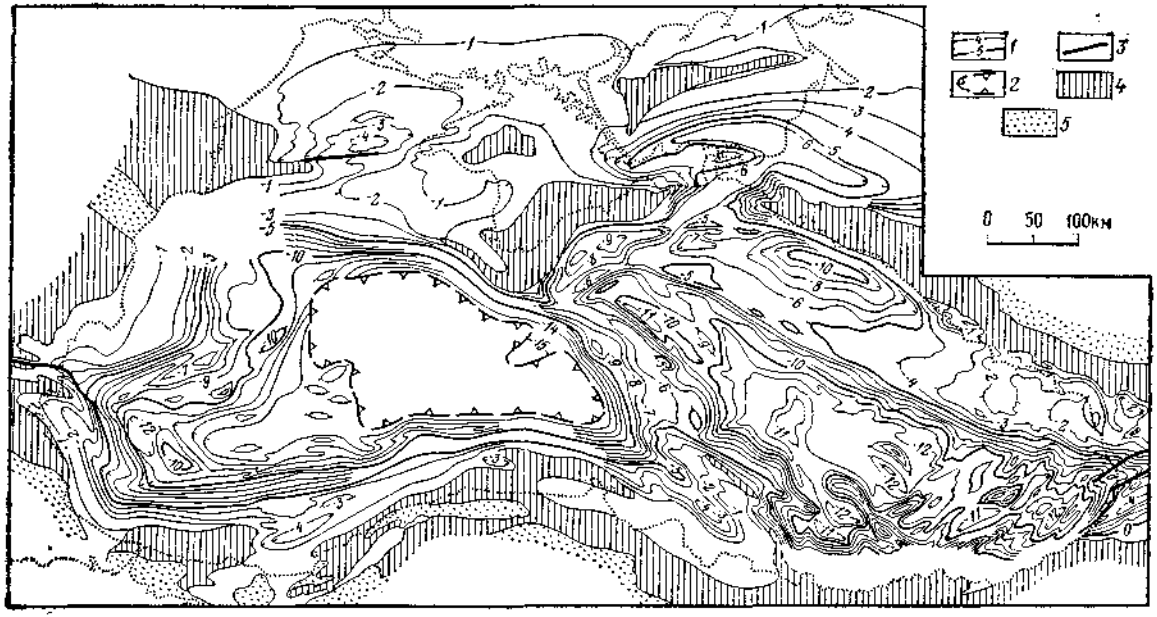



Рис. 28. Структурная карта Черного моря по поверхности мезозоя (отражающий горизонт III, Н)

*1* — изогипсы, км; *2* — акватория, в которой отражения от поверхности мезозоя не получены; *3* — линии разломов; *4* — породы мезозоя, выходящие на поверхность или перекрытые маломощным чехлом; *5* — выходы домезозойских пород

http://jurassic.ru/

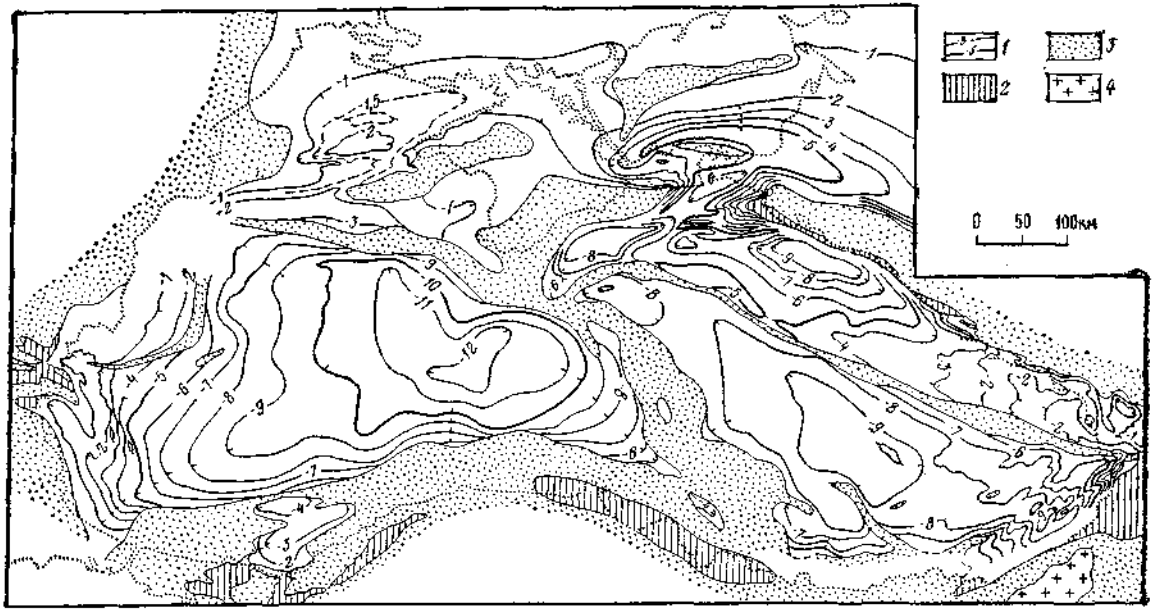



Рис. 29. Структурная карта Черного моря по кровле эоцена (*отражающий горизонт II*[а])

*1* — изогипсы кровли эоцена, км; *2* — отложения палеоцен-эоцена, выходящие на поверхность или перекрытые маломощным чехлом; *3* — области отсутствия палеоцен-эоценовых отложений; *4* — граниты эоценового возраста

http://jurassic.ru/

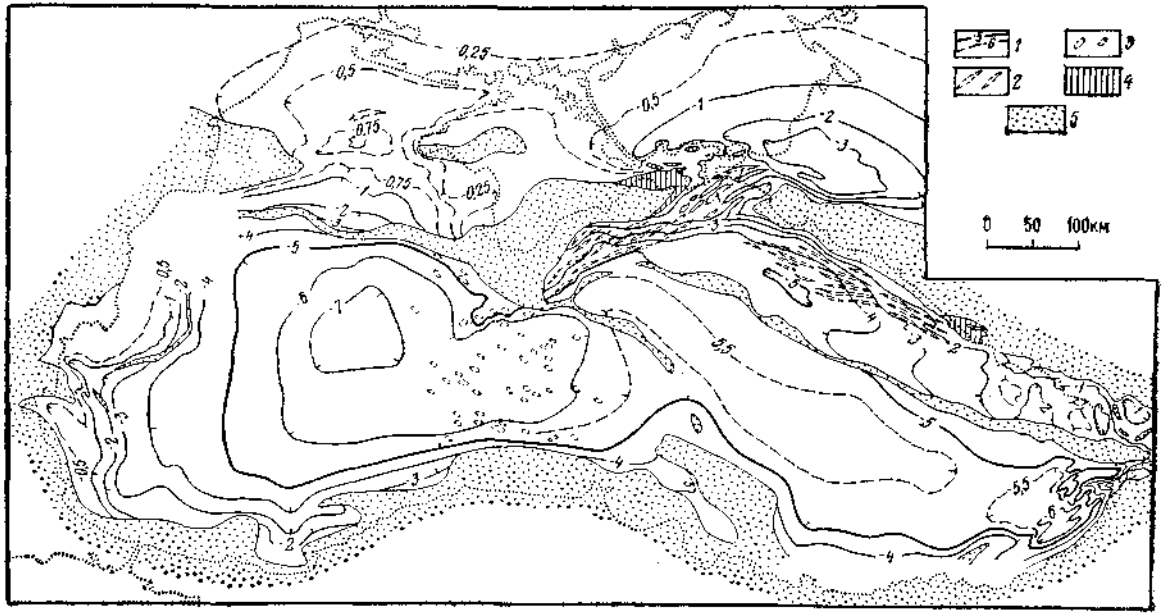



Рис. 30. Структурная карта Черного моря по кровле майкопа (отражающий горизонт I[а]).

*1* — изогипсы, км; *2* — линейные антиклинальные складки, часто диапироподобные, вне масштаба; *3* — мелкие локальные нарушения; *4* — выходы майкопских отложений на поверхность; *5* — области отсутствия майкопских отложений

http://jurassic.ru/

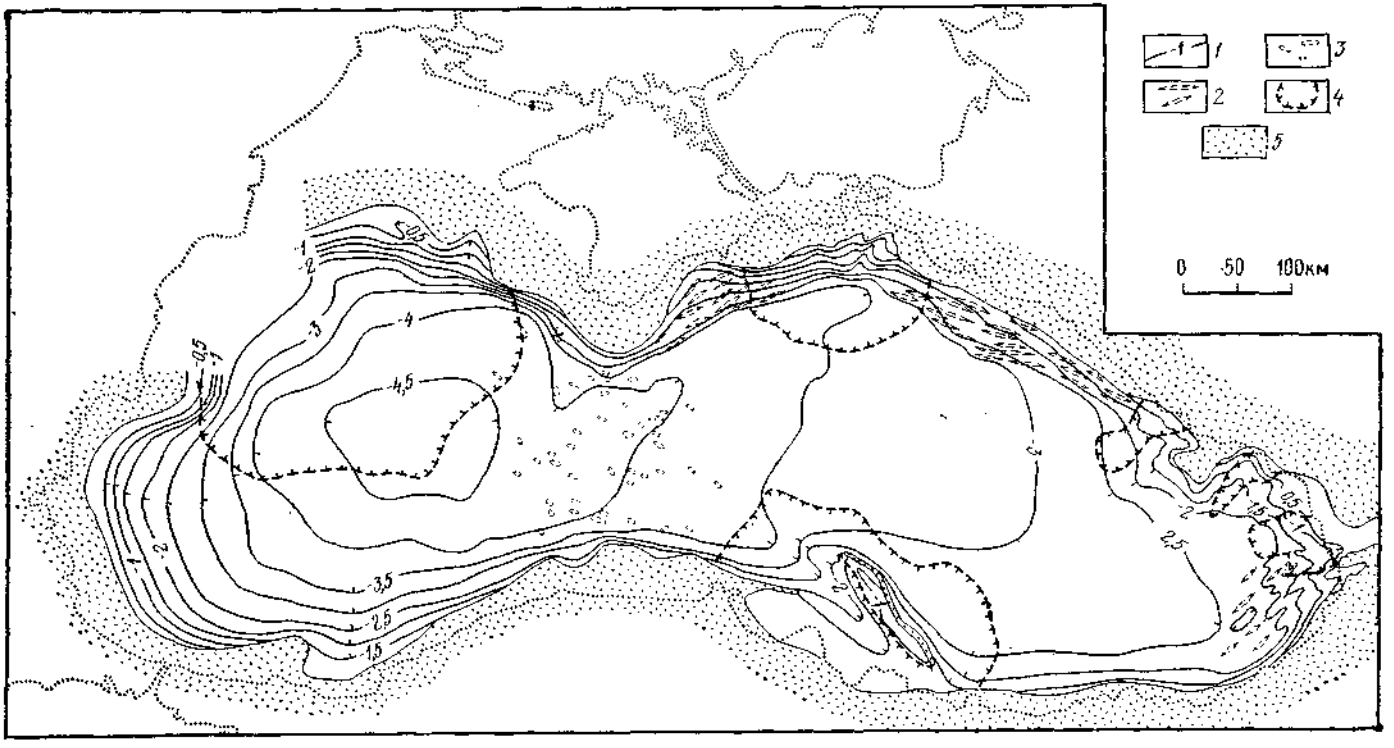



Рис. 31. Структурная карта Черного моря по подошве антропогена (отражающий горизонт В)

*1* — изогипсы, км; *2* — линейные антиклинальные складки вне масштаба; *3* — мелкие локальные нарушения в толще неогена; *4* — границы авандельт и подводных конусов выноса; *5* — области отсутствия или малых мощностей четвертичных отложений

http://rutracker.org

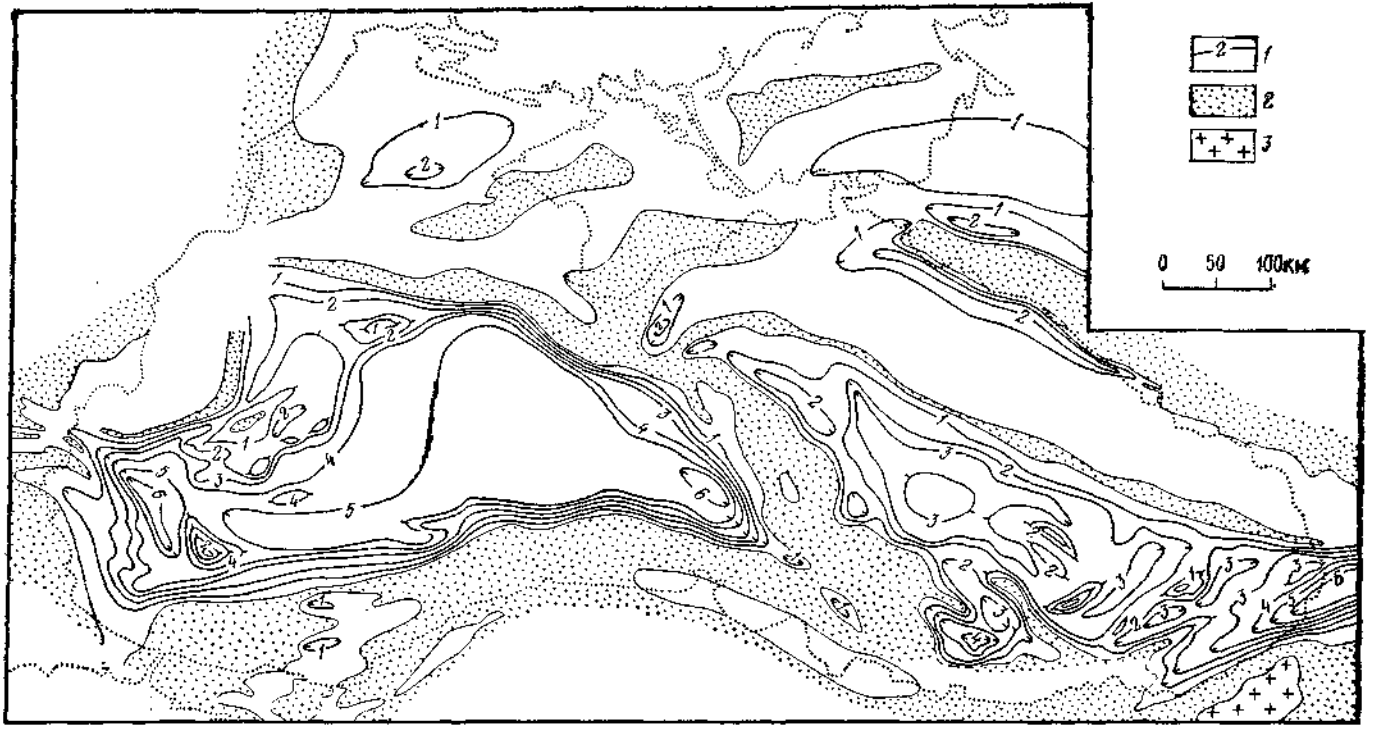



Рис. 32. Карта мощности палеоцен-эоценовых отложений Черного моря

*1 — изопахиты, км; 2 — области отсутствия отложений палеоцен-эоцена; 3 — границы эоценового возраста*

http://jurassic.ru/

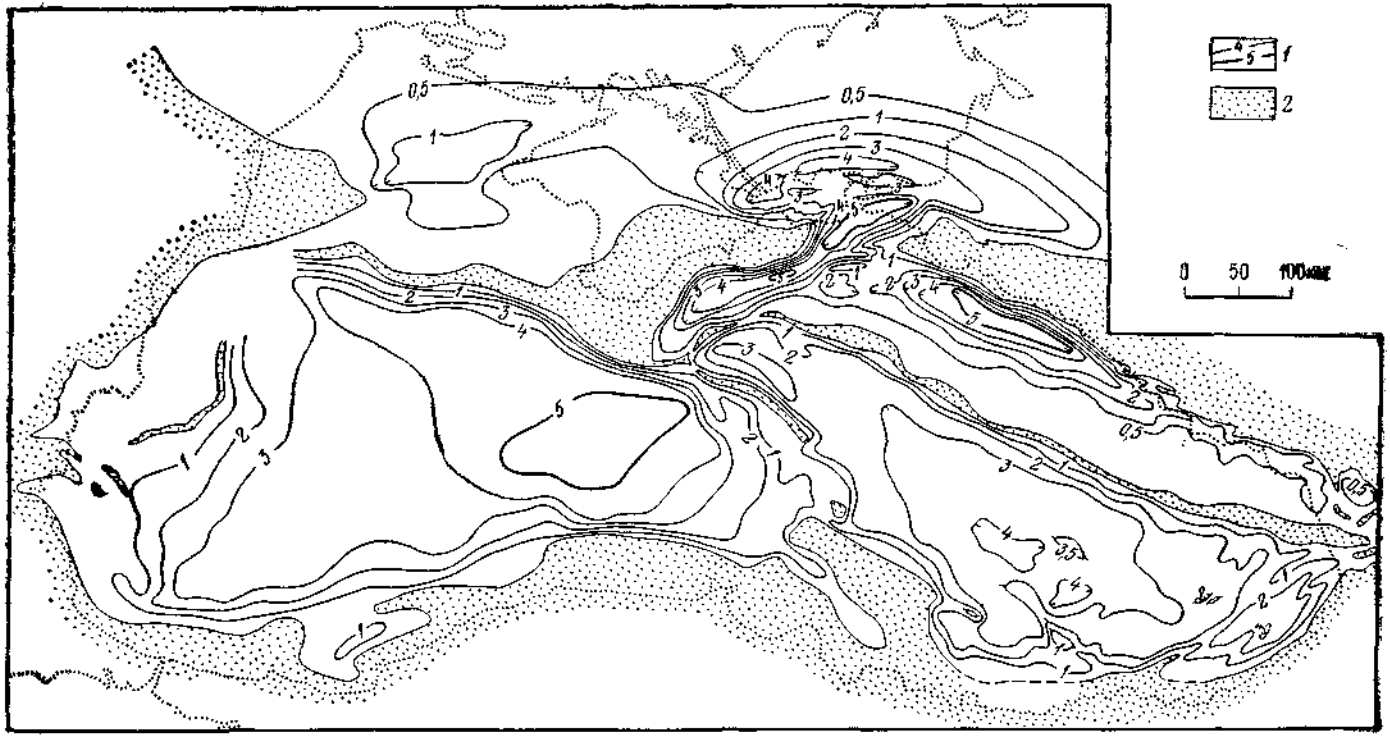



Рис. 33. Карта мощности майкопских отложений Черного моря

*1* — изопахиты, км; *2* — области отсутствия отложений майкопской серии

http://jurassic.ru/

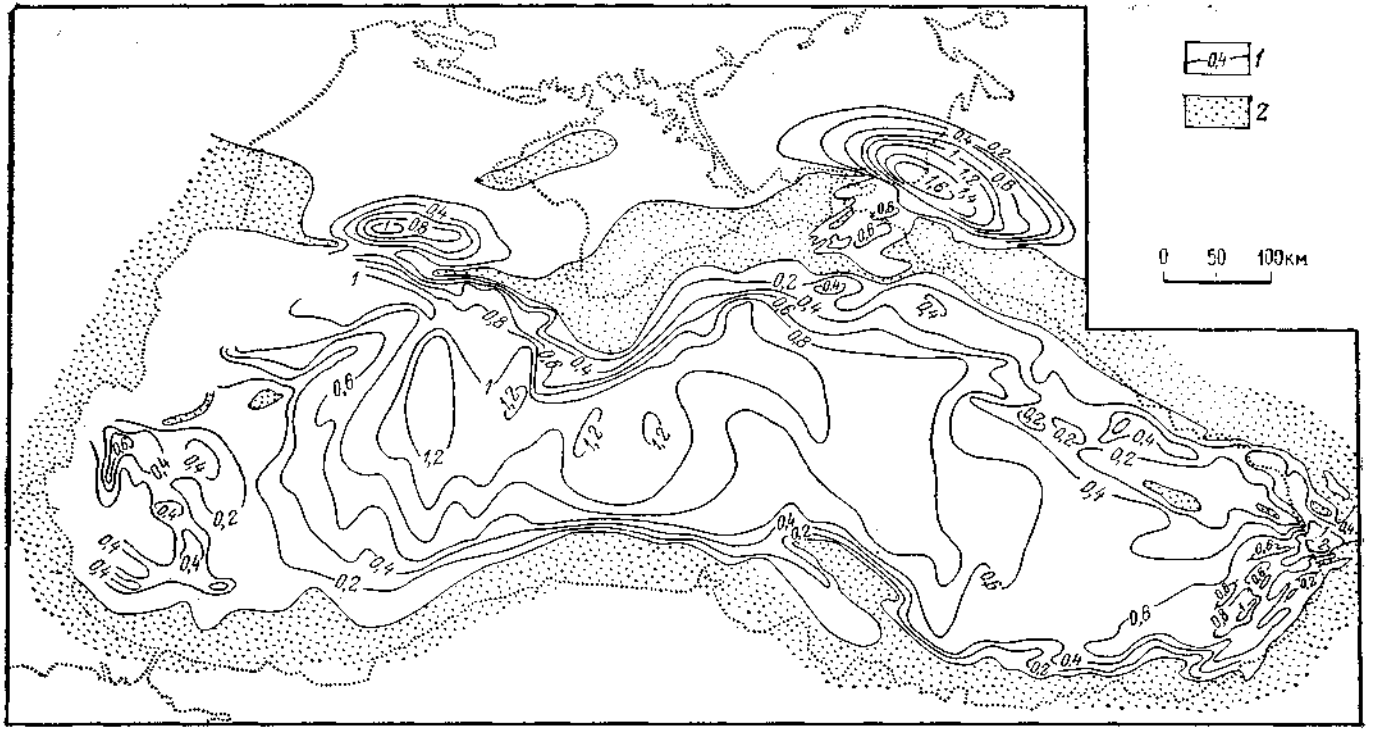



Рис. 34. Карта мощности плиоценовых отложений Черного моря

*1* — изопахиты, км; *2* — области отсутствия отложений плиоцена

http://jurassic.ru/

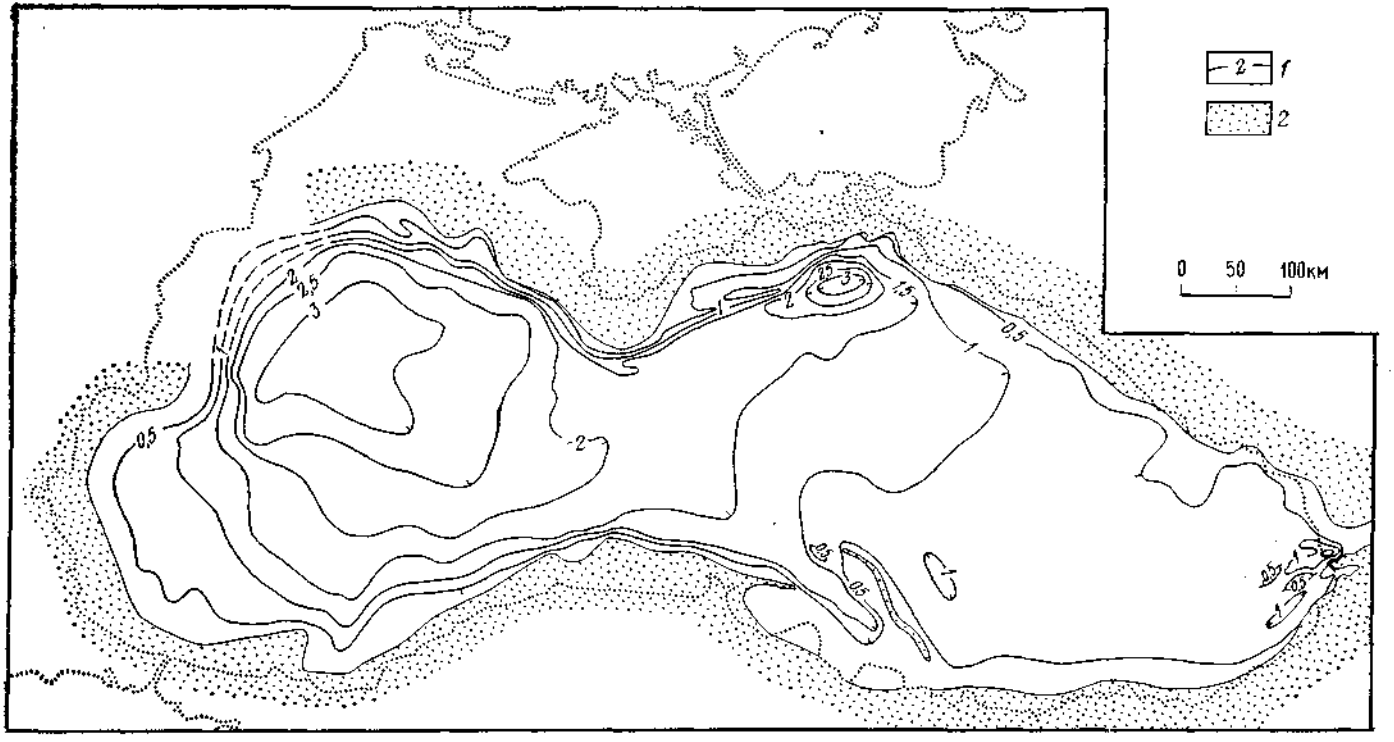



Рис. 35. Карта мощности антропогеновых отложений Черного моря.

1 — изопахиты, км; 2 — области отсутствия отложений антропогена.

http://jurassic.ru/

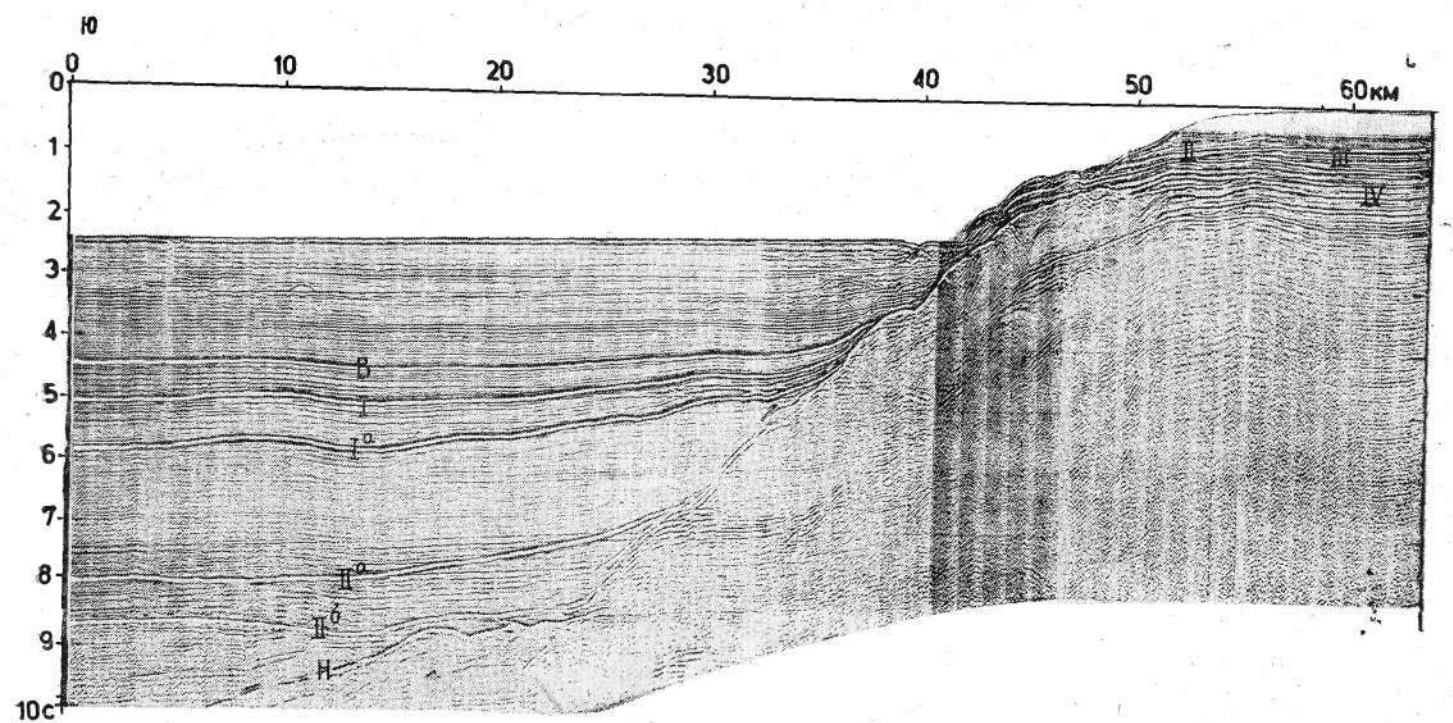



Рис. 36. Временной сейсмический разрез северного континентального склона Западно-Черноморской впадины. Профиль 19 (расположение см. рис. 1)

Отражающие горизонты: В — в подошве антропогена, I — в подошве плиоцена, $I^а$ — в кровле майкопской серии, $II^а$ — в кровле эоцена, $II^б$ — в толще палеоцен-эоцена, III(H) — в кровле мела, IV — в кровле нижнего мела (?)

http://rusmorflot.ru/

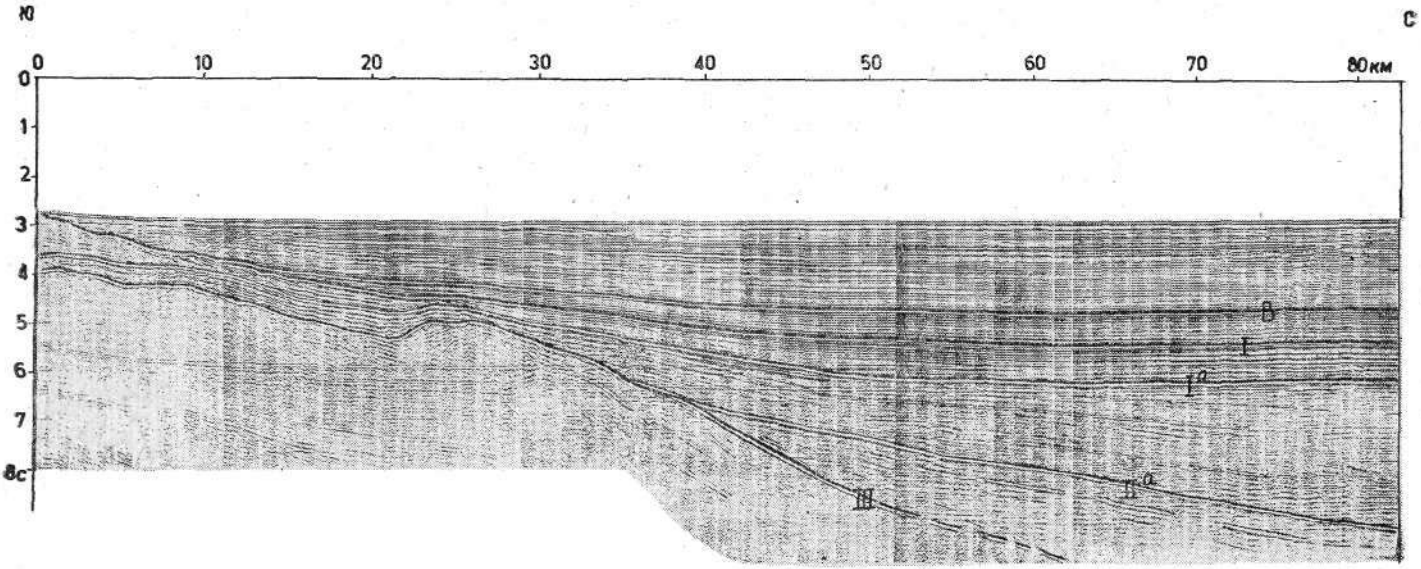



Рис. 37. Временной сейсмический разрез южного континентального склона Западно-Черноморской впадины. Профиль 19 (расположение см. рис. 1)

Отражающие горизонты: В — в подошве антропогена, I — в подошве плиоцена, Iа — в кровле майкопской серии, IIа — в кровле эоцена, III — в кровле мела

http://jurassic.ru/

торых отмечены или предполагаются разломы, имеют относительно небольшую протяженность (см. рис. 3). Так, зона разломов по крылу Стара-Планинского антиклинория тянется в пределах моря на 150 км. Прикрымский участок северного борта Западно-Черноморской впадины, в котором можно ожидать разломы, не превышает 100 км, возможная зона разломов в северном борту прогиба Сорокина не более 200 км. Наиболее протяженной является зона возможных нарушений северного борта Туапсинского прогиба, достигающая 250—300 км. Симметрично ей расположена зона южного крыла Западно-Кубанского прогиба. Следует подчеркнуть при этом, что крутые склоны прогибов Сорокина, Туапсинского и Западно-Кубанского структурно несколько отличаются от бортов Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадин. Они представляют собой перегибы от заметно поднимавшихся в неогене — антропогене горных сооружений к узким несимметричным прогибам, сильно опускавшимся в олигоцене — антропогене. Крупные впадины начали прогибаться существенно ранее, уже с начала палеогена, и бровки их бортов лежат не у подножий молодых поднятий, а на опускавшихся в неогене — антропогене шельфах.

Днища впадин, хотя их границы и отмечены достаточно резким переходом от наклонного залегания кровли мезозоя в бортах к выположенному, тем не менее, не представляют собой ровной поверхности. Сравнительно с кровлей мела на валу Шатского или на северо-западном и болгарском шельфах кровля мезозоя в днищах больших впадин отличается существенно более сложным строением.

Есть некоторые основания предполагать относительно плоское дно в наиболее прогнутой части Западно-Черноморской впадины. Глубинности пройденных здесь сейсмических профилей не хватило для получения отражений от кровли мезозоя (см. рис. 28), но по профилю 45, имевшему развертку 12 с, эта поверхность прослежена на некоторое расстояние от подошвы склона вала Андрусова вглубь впадины. На этом участке она залегает почти горизонтально. И так как ни в одном из профилей в этой части впадины отражающий горизонт Н не обнаружен, можно полагать, что высокоамплитудных поднятий кровли мезозоя здесь нет. С этим предположением согласуется и относительно ровное залегание кровли мезозоя в той части впадины, где отражения от нее записаны сейсмопрофилями МОГТ. Локальные поднятия, отмеченные здесь изолинией —14 км, проведены весьма условно, по одиночным пересечениям их сейсмопрофилем.

Вдоль подножия южного склона Западно-Черноморской впадины установлены складки поверхности мезозоя, по-видимому, линейные, имеющие амплитуду 1—1,5 км. В северо-западной части впадины обнаружено наиболее крупное в ее пределах поднятие Полшкова (см. рис. 1 и 28), длина которого достигает 150 км, а ширина 20—25 км при амплитуде по кровле мезозоя (мела) до 2—3 км. Оно протягивается в восток-северо-восточном направ-


http://jurassic.ru/

лении, а к югу от него одиночными профилями подсечено еще несколько поднятий, но существенно меньшего размера. Они образуют цепочку пологих антиклиналей, ложащихся вдоль структурного уступа северо-восточного простирания, намечающегося, по-видимому, в кровле мезозоя. Очертания, соотношения и даже простирание этих поднятий достоверно еще не установлены вследствие недостаточной плотности сети профилей, хотя само существование поднятий и размеры их амплитуд несомненны.

Двумя пересекающимися профилями в первом приближении выяснена форма крупноамплитудного поднятия Дружба (см. рис. 1 и 28). Оно лежит между далеким глубоководным продолжением Нижне-Камчийского прогиба (превышая дно его на 2—2,5 км) и наиболее погруженной частью Западно-Черноморской впадины (здесь перепад по высоте от свода поднятия до дна впадины составляет более 4 км).

Западно-Черноморская впадина в плане имеет очертания, напоминающие вытянутый треугольник. Северо-западный его угол, лежащий в пределах румынского шельфа, по-видимому, переходит в несколько удлиненный прогиб, на западном продолжении которого лежит на суше неглубокий меловой Бабадагский грабен. К юго-западному углу примыкают Нижне-Камчийский и Бургасский прогибы, быстро сужающиеся и замыкающиеся в пределах суши невдалеке от берега. На продолжении восточного угла находится узкий и относительно неглубокий Синопский прогиб, отделяющий поднятие Архангельского от турецкого шельфа.

В Восточно-Черноморской впадине поверхность мезозоя записана по всей ее площади. Характерно, как и в Западно-Черноморской впадине, что эта поверхность в дне впадины регистрируется на временных разрезах обычно в виде очень бледного, слабо заметного отражающего горизонта, который удается прочесть среди кратных отражений лишь благодаря неровному характеру этой поверхности. На приводимых здесь временных разрезах (см. рис. 36—38; 41, 42) его пришлось подчеркнуть ретушью, иначе на мелкомасштабных фотографиях он не был бы виден.

Извилистостью изолиний на дне впадины (см. рис. 28) несколько условно отражается неровная поверхность дна, наличие многочисленных мелких поднятий и депрессий, наблюдающихся по разрезу каждого профиля МОГТ. Сеть профилей недостаточна для того, чтобы закартировать все эти особенности рельефа кровли мезозоя, поэтому изображение их обладает большой долей условности. Но основные структурные черты впадины переданы довольно точно.

Относительно ровное в средней и северо-западной частях дно впадины в ее юго-восточной части устроено весьма сложно, изобилуя здесь крупными высокоамплитудными поднятиями. Их очертания показаны на рис. 28 схематично и при сгущении сети сейсмопрофилей могут несколько измениться. Наиболее крупным является поднятие Муратова, валообразное, состоящее из двух (или трех) брахиантиклиналей. Свод его поднят над днищем впа-

http://jurassic.ru/

дины на 4 км и более. Структурная связь поднятия Муратова с южным бортом Восточно-Черноморской впадины остается невыясненной: широкая полоса моря вдоль турецкого берега от советско-турецкой границы на востоке почти до Синопа на западе геологически представляет собой белое пятно (см. рис. 28). К северу от поднятия Муратова располагается почти столь же высокое поднятие Чихачева. Характер сочленения также не выяснен. Еще севернее, в осевой части впадины обнаружены два поднятия, контуры которых намечены лишь приблизительно. Более крупное из них названо в честь Н. М. Страхова; второе, менее выраженное, осталось безымянным. В самой восточной части впадины установлено еще одно двухвершинное поднятие Джанелидзе амплитудой до 3 км.

Далее к востоку Восточно-Черноморская впадина сливается с Гурийским прогибом. Глубина их до кровли мезозоя примерно одинаковая, но намечается разделяющее их валообразное поднятие — Рионо-Трабзонская антиклинальная зона (см. рис. 25). Южный склон Гурийского прогиба, по-видимому, очень крутой: берег сложен меловыми породами, а в 10—15 км от него кровля мела обнаружена сейсморазведкой уже на глубине более 5 км. Гурийский прогиб отличается от Восточно-Черноморской впадины также большей сложностью структуры кровли мезозоя (см. рис. 25 и 28), и в нем мы наблюдаем постепенный переход от структур Восточно-Черноморской впадины к складкам Аджаро-Триалетской системы.

Восточно-Черноморская и Западно-Черноморская впадины разделены диагонально расположенным валом Андрусова. Его свод, образованный кровлей мезозоя, в общем довольно плоский и полого наклонен на юго-запад. Наиболее высокое положение занимают куполовидные поднятия, лежащие вдоль северо-восточной бровки вала. Вал Андрусова располагается кулисообразно по отношению к поднятию Архангельского. Сочленяются они флексурообразным перегибом амплитудой 3—4 км. Поднятие Архангельского по кровле мела также имеет плоский свод и флексурообразные крылья.

### 9.2. Строение палеоцен-эоценовых отложений

В глубинах Черноморской впадины многочисленными сейсмопрофилями на временах 7—8 с и более обнаружены два-три хорошо выраженных отражающих горизонта, получивших индексы $II^а$, $II^б$, $II^в$. Местами они маскируются кратными волнами, но везде, где наклон их отличается от залегания кратных волн, эти горизонты отчетливо проступают на временных разрезах (см., например, рис. 36, 37, 38, 41, 42). Два верхних горизонта записываются повсеместно, третий устанавливается не всегда. Отражающие горизонты $II^а$ и $II^б$ прослежены от профиля к профилю по всей площади Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской


http://jurassic.ru/

впадин. Это очень характерные отражения и они опознаются безошибочно даже на отдельных профилях.

В направлении к бортам впадин вся толща отложений, кровля которой определяется отражающим горизонтом $II^а$, а подошва — горизонтом Н, постепенно уменьшается в мощности и выклинивается полностью, прислоняясь к поверхности мезозоя (мела), образующей борта впадин. То же происходит и на крыльях вала Андрусова. На своде вала эти отложения отсутствуют. Тем не менее, несмотря на отсутствие прямой связи группы отражающих горизонтов II между впадинами, их полное соответствие очевидно — настолько характерна сама их сейсмическая запись и одинаковы место их в разрезе впадин, соотношение с нижележащими и вышележащими горизонтами.

Из-за полного выклинивания горизонтов группы II на бортах впадин нельзя установить прямую увязку их с сейсмическими разрезами северо-западного шельфа и вала Шатского, где приуроченность отражающего горизонта $II^а$ к кровле эоцена, а горизонт III (или $III^а$) к кровле мела установлена корреляцией с разрезами береговых и морских скважин. Но из рис. 29 и 32 мы видим, что такой зоны выклинивания нет ни в Нижне-Камчийском и Бургасском прогибах на западе, ни в Гурийском прогибе на востоке моря. Именно в этих участках удалось установить прямую корреляцию морских сейсмических разрезов обеих крупных впадин с разрезами береговых скважин.

Нижне-Камчийский прогиб в пределах шельфа детально закартирован сейсморазведкой МОГТ и выделенные отражающие горизонты $I^а$ (кровля майкопа), $II^а$ (кровля эоцена) и III (кровля мела) увязаны с береговыми скважинами, линией которых пересечен на суше Нижне-Камчийский прогиб (см. рис. 12, *а*). Для увязки этого участка шельфа с сейсморазведочными работами МОГТ в глубоководной впадине были пройдены специальные профили, позволившие точно скоррелировать упомянутые три горизонта (см. рис. 12, *б*). Таким образом, было установлено, что отражающий горизонт $II^а$ в Западно-Черноморской впадине действительно соответствует кровле эоцена, а отражающий горизонт Н увязывается с кровлей мела в береговых разрезах.

Это сопоставление частично было подтверждено южнее, в месте раскрытия Бургасского прогиба в Западно-Черноморскую впадину. Здесь по сейсмопрофилю МОГТ 63, прошедшему через морские скважины Игнеада и 380А, отражающий горизонт $II^а$, прослеженный во впадине, был увязан с кровлей эоцена в разрезе скважины Игнеада (рис. 38). Горизонт Н, соответствующий кровле мезозоя (мела), был также протянут до района скважины Игнеада, но она, как известно, мела не вскрыла, будучи остановлена на глубине 3109 м в эоцене.

В Гурийском прогибе увязка отражающего горизонта $II^а$ с береговыми разрезами несколько затруднена из-за развитых в этом районе складок, но тем не менее, в первом приближении этот горизонт сопоставляется с кровлей эоцена в скважинах Чо-


http://jurassic.ru/

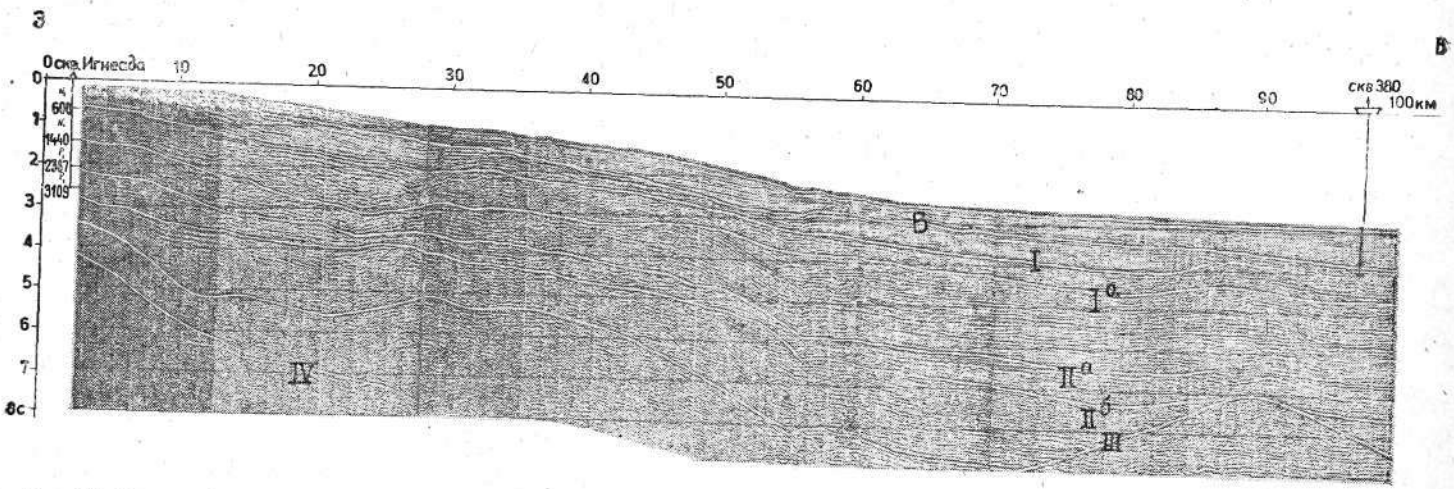



Рис. 38. Временно́й сейсмический разрез юго-западной части Западно-Черноморской впадины. Профиль 63 (*расположение см. рис. 1*)

Отражающие горизонты: В — в подошве антропогена, *I* — в подошве плиоцена, Iа — в кровле майкопской серии, IIб — в кровле эоцена, IIб — в толще палеоцен-эоцена, III — в кровле мела, IV — в толще мела. В восточной части профиля отражающим горизонтом III отчетливо обрисовано поднятие Дружба

http://futassir.ru/

локи 3 и 9 [33]. Таким образом, в противоположных концах моря горизонт $II^а$ был увязан с наземными разрезами и одновозрастность его по всей впадине подтвердилась. Тем самым подтвержден и палеоцен-эоценовый возраст мощной осадочной толщи, заключенной между горизонтами $II^а$ и H (III).

Следует добавить, что на южном крыле вала Шатского, представляющем одновременно северный борт Восточно-Черноморской впадины, зона отсутствия отложений палеоцен-эоцена, иными словами, полоса исчезновения отражающего горизонта $II^а$ очень узка, и на многих участках измеряется всего несколькими километрами (см. рис. 29). Горизонт $II^а$ с севера доходит до самой бровки склона, иногда даже несколько спускаясь вниз по склону, а с юга, из глубины впадины такой же горизонт поднимается по склону вверх, и если не идентичность, то большая стратиграфическая близость этих поверхностей очевидна (см. например, рис. 40 и 41).

Характер залегания палеоцен-эоценовой толщи во впадинах виден из сопоставления структурных карт по ее подошве и кровле (см. рис. 28 и 29). Сложная структура поверхности мезозоя выше сменяется существенно более простыми очертаниями кровли эоцена. Все основные тектонические формы отражаются и в этой поверхности, но многие структуры меньшего размера, обнаруженные на дне крупных впадин в кровле мезозоя, в кровле эоцена уже почти не проявляются.

Практически не отражается в кровле эоцена даже поднятие Дружба, весьма высокое по кровле мезозоя. Оно сглаживается по мере накопления в Западно-Черноморской впадине осадков палеоцен-эоцена, но свод его перекрыт лишь верхней частью разреза палеоцен-эоцена, еще горизонт $II^б$ не перекрывает вершины поднятия (см. рис. 38). Также не проявляется в кровле эоцена и крупное поднятие Полшкова. Только в самой поднятой точке его свода на очень небольшом участке отсутствуют отложения палеоцен-эоцена. Поднятия меньшего размера в дне Западно-Черноморской впадины были перекрыты и перестали проявляться как антиклинальные формы еще в начале палеогена.

В Восточно-Черноморской впадине отчетливо видны в структуре кровли эоцена валообразное поднятие Муратова и Трабзонский выступ. На их сводах отложения палеоцен-эоцена отсутствуют, и на кровлю мезозоя ложатся глины майкопской серии. На крыльях этих структур отдельные пачки и отражающие горизонты палеоцена — эоцена подворачиваются кверху, уменьшаются в мощности в направлении к поднятиям и последовательно выклиниваются, указывая на постепенное формирование этих структур. Такие же явления наблюдаются на крыльях и других поднятий внутри Восточно-Черноморской впадины — Чихачева, Джанелидзе, Страхова. В структуре кровли эоцена эти поднятия заметны уже очень мало.

Обе крупные впадины отчетливо обрисовываются на карте мощности отложений палеоцен-эоцена (см. рис. 32). В Западно-

http://jurassic.ru/

Черноморской впадине мощность палеоцен-эоцена превышает 5 км, а на продолжении Нижне-Камчийского и Синопского прогибов достигает более 6 км. В Восточно-Черноморской впадине она несколько меньше и составляет около 3 км, увеличиваясь до 5—6 км только на продолжении Аджаро-Триалетского вулканогенно-флишевого прогиба. Среди полей больших мощностей, которые характерны для впадин, все перечисленные выше поднятия выделяются участками значительного сокращения мощности палеоцен-эоцена, вплоть до нулевых величин.

Резко отличаются от крупных впадин по мощности отложений палеоцен-эоцена северо-западный и болгарский шельфы, вал Шатского и Гудаутско-Очамчирский район, прогибы Сорокина, Керченско-Таманский, Индоло-Кубанский, Туапсинский. На всех этих участках акватории преимущественно карбонатные отложения палеоцен-эоцена измеряются несколькими сотнями метров, редко превышая 1 км. Лишь вдоль кавказского побережья узкой полоской протянулся флишевый прогиб, в котором мощность палеоцен-эоцена достигает, а может быть, и несколько превышает 2 км. Вследствие малой мощности палеоцен-эоценовых отложений структурные карты по кровле мела и по кровле эоцена для этих площадей очень близки по очертаниям, что легко увидеть, сравнив рис. 28 и 29.

Кровля эоцена в обеих крупных впадинах погружается от бортов к середине, причем особенно заметно это в Западно-Черноморской впадине. От скв. Игнеада на турецком шельфе к наиболее прогнутой части впадины кровля эоцена опускается почти на 10 км, от Синопского прогиба к той же точке — на 7 км. Наблюдается погружение на несколько километров от бортов к осевой части и в Восточно-Черноморской впадине. Очевидно, что такое залегание кровли эоцена вызвано неравномерным послеэоценовым прогибанием впадин.

На валу Андрусова, разделяющем обе впадины, отложения палеоцен-эоцена отсутствуют. Они подворачиваются кверху, тонким покровом следятся по опущенным ступенеобразным участкам вала и прилегают к его крыльям (рис. 39). На своде вала кровля мезозоя перекрывается прямо майкопскими или даже более молодыми породами.

Такое же прислонение, уменьшение в мощности, подворачивание кверху и выклинивание слоев палеоцен-эоцена наблюдается и на бортах обеих впадин. На рис. 29 видно что к зонам выклинивания палеоцен-эоценовых отложений вдоль бортов впадин приурочены большие перепады в гипсометрическом положении кровли эоцена. Это особенно отчетливо выражено на южном крыле вала Шатского и на краях северо-западного и болгарского шельфов. На южном крыле вала Шатского амплитуда перепада глубин залегания кровли эоцена составляет 3—4 км, на перегибе от северо-западного шельфа во впадину достигает 7—8 км, на краю болгарского шельфа 2—4 км.

Южные борта впадин изучены хуже северных, нет сведений


http://jurassic.ru/

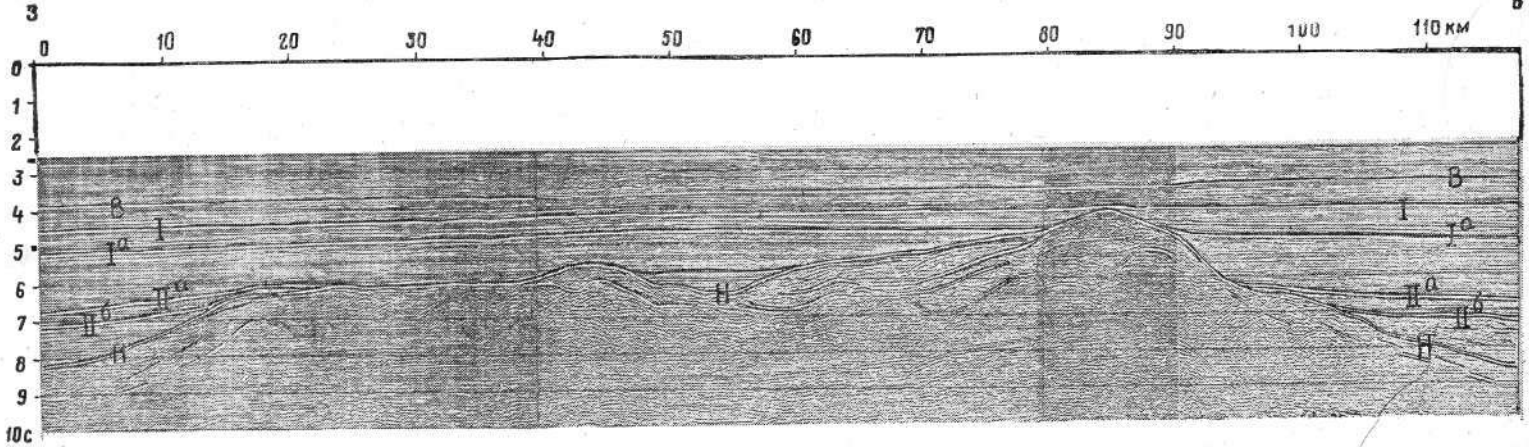



Рис. 39. Временной сейсмический разрез через вал Андрусова. Профиль 15 (расположение см. рис. 1)

Отражающие горизонты: В — в подошве антропогена, I — в подошве плиоцена, Iа — в кровле майкопской серии, IIб — в кровле эоцена, IIб — в толще палеоцен-эоцена, Н — по поверхности мезозоя

http://jurassic.ru/

по турецкому шельфу и мало конкретных данных о геологии черноморского побережья Турции. Все публикации, не исключая самых последних, содержат либо общие, сводные оценки региона, либо описания отдельных разобщенных пересечений. Извлечь из них ясную характеристику меловых или палеогеновых прогибов, подобную, например, сводному описанию Новороссийского синклинория, невозможно.

Особенно неясна структура южного крыла Восточно-Черноморской впадины, его части, лежащей к востоку от поднятия Архангельского. Склон впадины здесь очень приближен к берегу, и, как мы видели в предыдущем разделе, не исследован сейсморазведкой. На структурных картах по кровле мезозоя и по кровле эоцена этот участок представляет собой «белое пятно» (см. рис. 28 и 29).

В Гурийском прогибе юго-восточный склон его очень крутой и вероятно осложнен складками. Гурийский прогиб лежит на продолжении Аджаро-Триалетской складчатой зоны и отложения палеоцен-эоцена в его восточной части представлены, как и в Аджаро-Триалетах, мощной вулканогенной толщей. К западу мощность постепенно сокращается и вулканогенные породы сменяются на нормально-осадочные (см. раздел 8.2).

К западу от Гурийского прогиба строение южного борта впадины еще менее известно. Сейсморазведочные профили МОГТ южными концами улавливают только начало подъема горизонта Н (см. рис. 28). Остается неясным соотношение валообразного поднятия Муратова с южным бортом впадины и с Трабзонским выступом. На рис. 29 и 32 эти связи намечены условно. Поднятие Муратова почти совсем отделяет от Восточно-Черноморской впадины сравнительно небольшую по площади, но сложно построенную Гиресунскую мульду. Мульда разделена на две части шпорообразным структурным выступом поднятия Архангельского, но по кровле эоцена это разделение уже не читается. Поверхность эоцена наклонена к северу, от южного борта к середине Восточно-Черноморской впадины. В результате, несмотря на то что подошва кайнозоя прогнута в северной половине мульды больше, чем в южной, соотношение мощностей палеоцен-эоценовых отложений в них обратное. Надо полагать, что более глубокое залегание кровли мезозоя в северной части мульды — явление вторичное, вызванное послеэоценовым длительным погружением впадины: перепад глубин залегания кровли эоцена в Гиресунской мульде от южного борта до поднятия Муратова составляет около 4 км (см. рис. 29). В палеоцене — эоцене южная половина мульды прогибалась сильнее. В ней особенно хорошо выделяются все три отражающих горизонта II и мощность отложений максимальная для Восточно-Черноморской впадины — более 4 км.

Южный борт Западно-Черноморской впадины закартирован подробнее, так как он лежит целиком в пределах современной глубоководной впадины. Его бровка располагается севернее по-


http://jurassic.ru/

дошвы современного континентального склона иногда до 30—40 км. Поэтому почти все сейсмопрофили подсекли ее (см. например, рис. 37), и борт впадины прослежен на всем протяжении от района Босфора до Синопского прогиба. В районе Эрегли — Зонгулдак выше бровки зафиксированы маломощные спокойно лежащие отложения, по-видимому, эоцена.

В Северной Анатолии палеоцен-эоцен представлен в западной части преимущественно песчано-глинистым флишем, восточнее р. Ешиль-Ирмак — преимущественно вулканитами и туфами. Мощности палеоцен-эоценовых отложений в зоне Понтийских гор вдоль побережья не превышают 2 км. Судя по геологической карте Турции масштаба 1:500 000, они развиты в отдельных локализованных прогибах, схематично изображенных на рис. 29 и 32. Р. Бринкман отмечает, что палеогеновые флишевые прогибы продолжают собой меловые, только в верхнем мелу преобладает известково-мергелистый флиш, сменяющийся в палеоцене терригенным. Пространственное размещение вулканогенных пород в мелу такое же, как и в палеогене: они развиты преимущественно в Восточном Понте.

Таким образом, в первом приближении в прибрежной части Северной Анатолии (а возможно и на шельфе) палеоцен-эоценовые отложения локализуются в виде относительно узких флишевых прогибов, сходных с палеогеновым прогибом вдоль побережья Западного Кавказа. По размерам и мощности отложений и понтийские, и западно-кавказский прогибы существенно уступают вулканогенно-флишевому прогибу Аджаро-Триалет (см. рис. 32).

Следует отметить, что западно-кавказский флишевый прогиб отделен от Восточно-Черноморской впадины широкой зоной маломощных палеоцен-эоценовых отложений, возможно отлагавшихся в условиях мелководья. Сходная зона, вероятно, отделяла и Западно-Черноморскую палеоцен-эоценовую впадину от западно-понтийского флишевого прогиба того же возраста. В то же время между Восточно-Черноморской впадиной и палеоцен-эоценовым прогибом Аждаро-Триалет такой зоны мы не наблюдаем. По существу, Аждаро-Триалетский прогиб продолжает к востоку область глубокого палеоцен-эоценового прогибания черноморских впадин. Однако при этом вулканогенные породы Аджаро-Триалет постепенно переходят в нормально-осадочную серию Восточно-Черноморской впадины. Столь же постепенно уменьшается их мощность.

Существенной особенностью Западно- и Восточно-Черноморской впадин является именно характер отложений палеоцен-эоцена, как его можно прочесть по временны́м разрезам. Это мощная слоистая, почти горизонтально залегающая осадочная толща. Признаков вулканогенного происхождения ее не видно. Исключительно выдержанные по площади, акустически сильные отражающие горизонты $II^а$, $II^б$, $II^в$ наиболее вероятно могут быть истолкованы как карбонатные пачки среди терригенных пород.

http://jurassic.ru/

Трактовать всю эту терригенную толщу как флиш при сохранении большой мощности и неизменности характера разреза на всей площади обширных впадин вряд ли возможно. Таким образом, обе крупные впадины существенно отличаются и структурными особенностями, и характером отложений от одновозрастных им флишевых прогибов Турции, Большого Кавказа и Аджаро-Триалетского вулканогенно-флишевого прогиба.

### 9.3. Строение майкопских отложений

Строение толщи майкопских отложений заметно проще, чем строение палеоцен-эоцена. Сравнение структурной карты по кровле майкопа с картой по кровле эоцена (см. рис. 30 и 29) позволяет прочесть основные особенности структуры майкопской части осадочного выполнения впадины.

Прежде всего обращает на себя внимание сглаженность прогибов Сорокина, Керченско-Таманского и Туапсинского в рельефе кровли майкопа. Если исключить ее изгибы, вызванные складками, в которые смяты отложения майкопской серии в этих прогибах, то осредненная поверхность наклонена от поднятий Горного Крыма и Западного Кавказа к осевой части Черноморской впадины. Лишь слабый подъем поверхности майкопа напоминает о существовании южного ограничения этих прогибов — северного склона вала Шатского. Гораздо более заметно вал проявляется в структуре кровли майкопа своим крутым южным крылом, к которому приурочен флексурообразный перегиб кровли майкопа и непрерывная, хотя и узкая полоса отсутствия майкопских отложений. В строении всей толщи майкопских отложений вал Шатского вырисовывается очень резко. Он в течение всего майкопского времени формировался как относительно поднятая структура, и на его своде мощность майкопских отложений весьма незначительна, в то время как в смежных впадинах и прогибах она очень велика (рис. 40).

Особенно большой мощности достигают майкопские отложения в прогибах Сорокина, Керченско-Таманском и Туапсинском. По существу, они сформировались как прогибы именно в майкопе. В эоцене, как мы видим (см. рис. 32), эти прогибы еще не были выражены; тогда существовали существенно иные, узкие флишевые прогибы вдоль южного и северного крыльев Западно-Кавказского мегантиклинория. Основное погружение и, соответственно, заполнение осадками эти формы, а также Индоло-Кубанский прогиб испытали в майкопское время (см. рис. 33). Тогда же отчетливые очертания приобрел вал Шатского, который в палеоцене — эоцене был, по сути дела, еще не валом, а ступенью.

Вал Андрусова, в отличие от вала Шатского, с самого начала палеоцена отличался резкими чертами поднятия, разделяющего две крупные впадины, и продолжал устойчиво оставаться относительным поднятием и в майкопское время. Западная, точнее, юго-западная часть его свода, образующая ступень, наметившую-


http://jurassic.ru/

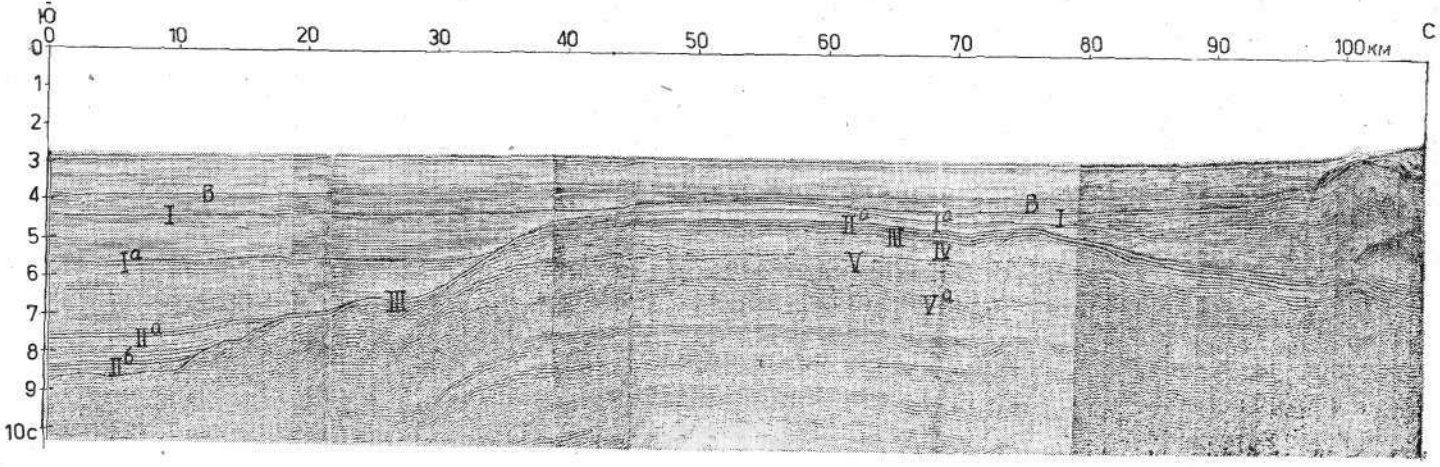



Рис. 40. Временной сейсмический разрез через вал Шатского. Профиль 47 (*расположение см. рис. 1*)

Отражающие горизонты: В — в подошве антропогена, I — в подошве плиоцена, $I^a$ — в кровле майкопской серии, $II^a$ — в кровле эоцена, $II^б$ — в толще палеоцен-эоцена, III — в кровле мела, IV — в кровле нижнего мела (?), V — в кровле юры (?), $V^a$ — в толще юрских отложений

http://jurassic.ru/

ся еще в эоцене, перекрыта относительно мощной толщей майкопа (1—1,5 м), северо-восточная, более поднятая часть на большом протяжении лишена отложений майкопа. Здесь поверхность мезозоя перекрыта прямо средневерхнемиоценовыми осадками, в некоторых отдельных участках даже плиоценом (см. рис. 39). В строении кровли майкопа вал Андрусова выражен несколько отчетливее, чем вал Шатского, но у него отсутствует резкий перегиб крыла.

Амплитуда флексуры южного крыла вала Шатского по кровле майкопа увеличивается к востоку. У южного крыла Гудаутского и Очамчирского сводов, продолжающего крыло вала Шатского, она достигает 2 км и более. Еще больший перепад наблюдается у перегиба кровли майкопа от северо-западного шельфа к Западно-Черноморской впадине. Вблизи от Крыма он превышает 3—3,5 км. Здесь на бровке склона и в верхней его части отложения майкопской серии, так же как и на южном крыле вала Шатского, отсутствуют. Совпадение перегиба поверхности майкопа и зоны отсутствия его отложений устанавливается и на склоне от северо-болгарского шельфа в глубоководную впадину.

На всех этих участках склонов крупных впадин повторяется уже установленная для палеоцен-эоценовых отложений особенность: площади валов или шельфов, лежащие выше склона, отличаются малой мощностью майкопских отложений, тогда как во впадинах она очень велика и достигает 4—5 км. Это явление с предельной наглядностью видно на карте мощности майкопа (см. рис. 33).

На южном склоне Западно-Черноморской впадины перегиб кровли майкопа более пологий и более затяжной, чем на северном склоне. Выше бровки перегиба в районе Эрегли — Зонгулдак маломощные майкопские отложения прослеживаются по временным разрезам (отражающий горизонт $I^a$) довольно далеко на юг, сохраняя еще пологий наклон в сторону впадины (см., например, рис. 37).

Вообще кровля майкопа повсеместно полого наклонена от бортов впадины к ее середине. Крутизна и размах этого наклона, разумеется, меньше, чем у поверхности эоцена. Для сравнения можно привести перепады высот между теми же участками, которые приводились в предыдущем разделе для кровли эоцена. От скв. Игнеада к наиболее прогнутому участку Западно-Черноморской впадины кровля майкопа погружается на 6 км, а от Синопского прогиба к той же точке — на 3 км (напомним, что соответствующие величины для эоцена были 10 и 7 км). Тем не менее, они весьма заметны и с очевидностью говорят о продолжавшемся в майкопе и после майкопа неравномерном погружении впадины.

Карта мощности майкопских отложений (см. рис. 33) в известной мере отражает характер прогибания впадины в майкопе. Наиболее мощная толща майкопских отложений накопилась в Западно-Черноморской впадине. Восточно-Черноморская впадина при меньшей мощности имеет и существенно меньшую пло-


http://jurassic.ru/

щадь. Прогибы Крымско-Кавказского района отличаются большой мощностью майкопских толщ, но по площади во много раз меньше, поэтому только суммарный объем отложенных в них майкопских пород в какой-то степени может быть сравним с призмой майкопских отложений Восточно-Черноморской впадины, но вряд ли достигнет ее объема.

Глубины всех майкопских впадин и прогибов соизмеримы, почти одинаковы, структурные соотношения их с окружающими поднятиями также сходны. Поэтому можно предполагать, что обстановка осадконакопления во всех этих бассейнах тоже была сходной. Для Индоло-Кубанского прогиба мы располагаем прямыми указаниями на наличие глубоководного водоема, занимавшего наиболее погруженную часть прогиба. Это макрокосонаслоенная мощная толща палеодельты (см. гл. 5 и рис. 14). Отсюда мы можем заключить, что близкой глубины бассейны были и в остальных майкопских прогибах и впадинах Черноморского региона.

Из структур низших порядков на изменениях мощности майкопа заметно сказалось лишь валообразное поднятие Муратова, слабо проявились очень небольшим сокращением мощности поднятия Страхова и Джанелидзе, а также Трабзонский выступ и вообще вся Рионо-Трабзонская антиклинальная зона, отделяющая Гурийский прогиб от Восточно-Черноморской впадины. Кровля майкопа в Гурийском прогибе погружена существенно больше, чем в остальных прогибах, и достигает таких же глубин, как в Западно-Черноморской впадине.

Характерную особенность майкопских отложений Черноморской впадины представляют складки, приуроченные к областям мощного накопления майкопа: к прогибам Сорокина, Керченско-Таманскому, Туапсинскому и наиболее прогнутой в майкопское время части Западно-Черноморской впадины (см. рис. 30). Во всех этих структурах толща палеоцен-эоцена не подверглась складчатым деформациям, или они очень слабо выражены. Складки возникли в толще майкопа, отчетливо выражены в его кровле и проявляются в вышележащих толщах. В каждом прогибе характер складок несколько различен. В Туапсинском прогибе это линейные складки диапироподобного характера с запрокидыванием к югу и нередкими разрывами подвернутых крыльев, по которым они надвинуты в сторону глубоководной впадины. В Керченско-Таманском прогибе складки брахиантиклинальные, без резко выраженной асимметрии, почти без разломов, кое-где с диапировыми ядрами (см., например, рис. 15). В прогибе Сорокина складки, по-видимому, брахиантиклинальные, фронтальные (южные) складки линейные, с признаками опрокидывания к югу, в сторону глубоководной впадины.

Особый характер складок Туапсинского прогиба вызван, видимо, его значительной несимметричностью как в процессе формирования майкопского прогиба, так и в послемайкопское время. Его северный борт имеет наибольшую амплитуду и наибольшую

http://jurassic.ru/

крутизну, южный — очень пологий и широкий. У Керченско-Таманского прогиба оба борта практически одинаковы даже в современном состоянии. У прогиба Сорокина перекос и погружение южного борта возникли, вероятно, лишь в послемайкопское время.

Существенно иное строение имеют складки в Западно-Черноморской впадине. Здесь накопилась столь же мощная толща майкопских отложений, но впадина по площади неизмеримо крупнее всех перечисленных прогибов. Видимо поэтому складки, несколько похожие на вышеописанные, возникли в ней лишь в непосредственной близости от крутого северного борта, в прикрымской части. Далее к югу — это пологие брахиантиклинальные складки, потом даже не складки, а какие-то неясные нарушения со смещением отдельных участков толщи по мелким разломам. В этих складках, по-видимому, образовались газовые залежи, которые замедляют прохождение упругих волн. В результате на сейсмопрофилях в записи подстилающего горизонта $II^а$ (кровля эоцена) проявляются кажущиеся синклиналеподобные изгибы. Следует отметить, что более ранними профилями МОВ на подобных структурах в двух местах были зафиксированы воронкообразные погружения в верхних, придонных слоях, а в одном случае на дне обнаружен бугор, напоминающий небольшой конус грязевого вулкана.

Иного характера складки установлены в кровле майкопа на морском продолжении Гурийского прогиба. Здесь достаточно резкие складки отчетливо закартированы еще по кровле эоцена (см. рис. 29). Поэтому, несмотря на сравнительно малую мощность майкопа (1—2 км) в этом прогибе, толща его также смята в складки, в основном конформные со складками эоцена. Лишь на некоторых участках в сводах антиклиналей возникли раздувы майкопа, повлекшие за собой дополнительные деформации и даже размывы в его кровле (см. гл. 8).

### 9.4. Строение отложений неогена и антропогена

Структурная карта по кровле майкопских отложений (см. рис. 30) отражает в общем характер и интенсивность погружения Черноморской впадины за все послемайкопское время. В поверхности майкопа уже намечается единая Черноморская впадина, которая к антропогену объединила в себе, кроме двух основных впадин, также валы Андрусова и Шатского, прогибы Туапсинский и Сорокина. В то же время все эти крупные структуры еще «просвечивают» в ней: вал Шатского отчетливо вырисовывается флексурой своего южного крыла, вал Андрусова — пологим антиклинальным изгибом и зоной отсутствия майкопских отложений вдоль свода, прогибы Туапсинский и Сорокина выделяются по широко развитым в них складкам майкопских пород. Хорошо видны также склоны Западно-Черноморской впадины — к ним приурочен перегиб кровли майкопа и выклинивание майкопских


http://jurassic.ru/

пород, совершенно такие же, как и на южном крыле вала Шатского.

Эти характерные, унаследованные от палеогена тектонические формы Черноморской впадины продолжают проявляться в накоплении осадков, постепенно видоизменяясь, и в течение всего неогена.

Отложения среднего и верхнего миоцена на временных разрезах представлены толщей, заключенной между отражающими горизонтами $I^a$ и I. Вопрос о точности стратиграфической привязки горизонта I более подробно будет рассмотрен ниже. В первом приближении мы принимаем его за кровлю миоцена. Он, как и горизонты $I^a$ и В, достаточно хорошо прослежен по всей площади впадины.

В распределении мощности отложений миоцена отражаются изменения в развитии отдельных структур впадины. Так, мощность миоцена в Западно-Черноморской впадине в полтора-два раза меньше, чем в Восточно-Черноморской (в майкопе, как мы видели выше, картина была обратная). Увеличение мощности происходит хотя и плавно, но все же на сравнительно коротком расстоянии, будучи приурочено к валу Андрусова (см. рис. 39). Другое, еще более выразительное изменение мощности миоцена происходит на южном крыле вала Шатского. Здесь толща миоцена при переходе из Восточно-Черноморской впадины на вал сокращается в мощности в несколько раз (см. рис. 40). При этом на бровке перегиба происходит, по-видимому, выклинивание многих слоев миоцена, и поверхность размыва, характерная для бортов палеогеновых впадин, прослеживается и внутри толщи миоцена как прямое продолжение поверхности Н (рис. 41).

Гудаутский и Очамчирский своды, очень мало погружавшиеся в течение всего палеогена, устойчиво сохраняют эту свою особенность и в миоцене. Мощности миоценовых отложений здесь невелики, измеряются первыми сотнями метров (см. гл. 7).

Наибольшей мощностью средне-верхнемиоценовых отложений характеризуется Гурийский прогиб — здесь она превышает 3 км. Это структура, наиболее интенсивно прогибавшаяся в миоцене. Синхронно с осадконакоплением в прогибе росли и складки, причем начало их формирования восходит, как мы видели в предыдущих разделах, еще к палеоцену — эоцену.

В прогибах Туапсинском и Сорокина мощность миоцена хотя и несколько больше, чем на валу Шатского, но все же очень невелика, находясь в пределах первых сотен метров. При этом она сокращается на антиклиналях и увеличивается в синклиналях. В Керченско-Таманском прогибе на шельфе миоцен выклинивается полностью, к северу он имеет небольшую мощность, уменьшаясь до незначительных величин на сводах антиклиналей и возрастая до первых сотен метров в синклиналях. Площадь Керченско-Таманского прогиба в миоцене превратилась в перемычку между разросшейся по площади Черноморской впадиной и продолжавшим заметно прогибаться Индоло-Кубанским прогибом. В пос-

http://jurassic.ru/

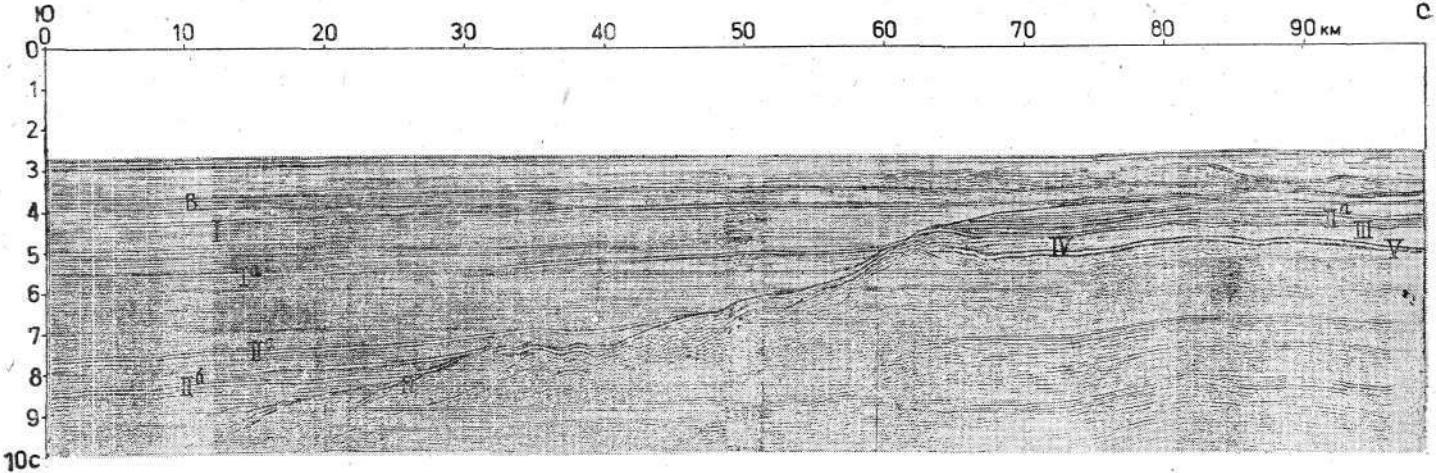



Рис. 41. Временной сейсмический разрез северного склона Восточно-Черноморской впадины. Профиль 49 (расположение см. рис. 1)

Отражающие горизонты: В — в подошве антропогена, I — в подошве плиоцена, Iа — в кровле майкопской серии, IIа — в кровле эоцена, IIб — в толще палеоцен-эоцена, III — в кровле мела, IV — в кровле нижнего мела (?), V — в кровле юры

http://rulibrary.ru/

леднем мощность миоценовых отложений в наиболее прогнутой части еще превышает 2 км. Эти структурные особенности хорошо видны и на карте по кровле майкопа (см. рис. 30).

Мы видим, таким образом, в структурных особенностях миоценовых отложений признаки постепенных изменений формы Черноморской впадины. Они происходили и в палеогене, на протяжении всего процесса формирования впадины, но в миоцене проявились особенно заметно: начали погружаться валы Андрусова и Шатского, оказались включенными в общую впадину прогибы Сорокина и Туапсинский, в относительно приподнятую перемычку превратился Керченско-Таманский прогиб.

Этап развития Черноморской впадины, относящийся к мэотису — плиоцену, необходимо рассмотреть подробнее. В Средиземном море в отложениях мессинского яруса были на больших площадях установлены эвапоритовые осадки. Их накопление, как принято считать, связано с резким понижением уровня, иссушением средиземноморского бассейна того времени. Установлены очень глубокие врезы долин рек Нила, Тибра, Роны и других, относимые к мессинскому времени. После бурения глубоководных скважин в Черном море было высказано предположение о наличии подобных явлений мессинского времени и здесь.

В *скв. 380А на глубине 864 м от дна моря вскрыт 20-метровый* слой брекчий, относимых к верхнему миоцену. В этом слое обнаружены обломки строматолитового доломита. Строматолиты, как известно, есть признак мелкого моря. К тому же в подстилающих карбонатных глинах найдены диатомеи, которые, по мнению Шрадера [1], указывают на глубины моря менее 100 м.

Точной увязки стратиграфических шкал неогена Средиземного и Черного моря пока нет. По В. В. Меннеру, мессинию в Черноморском бассеине соответствуют верхи мэотиса — низы понта, по А. Л. Чепалыге,— поздний мэотис, по В. Н. Семененко и С. А. Люльевой,— поздний понт — ранний киммерий. Следует добавить, что в бассейне Каспийского моря значительные, в несколько сот метров, переуглубления речных долин (и очевидно соответствующее падение уровня Каспия) имели место после понта, в продуктивное время.

Таким образом, хотя значительное переуглубление долин (а следовательно, и падение уровня) зафиксировано в конце миоцена — плиоцене и в Средиземном, и в Каспийском морях, но вопрос одновременности этих явлений остается пока открытым, за неимением надежно увязанной стратиграфии неогена.

Рассмотрим данные сейсморазведки МОГТ и палеонтологических определений по керну глубоководных скважин в Черном море.

В верхней части кайнозойского выполнения Черноморской впадины выделены отражающие сейсмические горизонты В и I.

[1] Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 42, part 2. Washington, 1978.

http://jurassic.ru/

Выдержанный, отчетливо прослеживающийся горизонт В залегает обычно на 1—2 с ниже дна. Этот горизонт является подошвой мощных косослоистых толщ авандельт четвертичного возраста палео-Дуная, палео-Дона и палео-Кубани. Подошва толщи срезает плиоценовые отложения и поверхность предплиоценового размыва на юге северо-западного шельфа. В восточной части моря горизонт В залегает примерно на 150 м ниже подошвы чаудинских отложений, вскрытых в береговых скважинах Колхидской впадины, то-есть увязывается с подошвой антропогена (включая в него гурийский ярус), либо с верхами плиоцена. Таким образом, положение горизонта В в разрезе Черноморской впадины позволяет считать его нижней границей четвертичных отложений [10, 33].

Через скв. 380А проходят два профиля МОГТ. Часть одного из них изображена на рис. 38. Сопоставляя горизонт В на этих профилях с разрезом скважины и учитывая, что глубина залегания горизонта по временному разрезу МОГТ определяется с точностью 50—100 м, мы видим, что горизонт В можно связывать или с кровлей брекчий, залегающих на глубине 864 м от поверхности дна, или с карбонатными отложениями, подстилающими брекчии на глубине 884 м.

В то же время по определениям возраста отложений в скважине 380А, проведенным А. П. Жузе и В. В. Мухиной по диатомеям, подошва гурийского яруса лежит примерно на 200 м выше, чем горизонт В. Однако, как указывают А. П. Жузе и В. В. Мухина, «анализ флоры диатомей Черного моря во время плиоцена позволяет судить о ее исключительном своеобразии. В целом аналоги этой флоры неизвестны» [8, с. 57]. Таким образом, не существует стратотипического разреза, с которым можно было бы сопоставить разрез скважины, а следовательно, нет и уверенности в правильности возрастных оценок, сделанных этими авторами. К подошве гурийского яруса, в понимании А. П. Жузе и В. В. Мухиной, в разрезе скв. 380А приурочен сейсмический отражающий горизонт Б. Но в разрезе скв. 379 он соответствует чаудинским слоям. А на континентальном склоне, в зоне сокращения мощностей антропогена, он повсюду сближается с горизонтом В. Определить точно его положение относительно авандельтовой толщи палео-Дуная не удалось. Что же касается взаимоотношения горизонта Б с толщей авандельты палео-Кубани, то он не подстилает авандельтовую толщу, а упирается в нее.

Из этих сопоставлений видно, что стратиграфическое расчленение разреза скв. 380А по диатомеям не согласуется с материалами сейсморазведки, определяющей положение горизонта В как нижней границы антропогена по целому комплексу признаков для всей площади Черного моря.

Граница между отложениями плиоцена и миоцена в первом приближении определяется отражающим горизонтом I. На Колхидском побережье горизонт I сопоставляется с отражающим горизонтом в кровле мэотиса. На турецком шельфе он ориентиро-


http://jurassic.ru/

вочно попадает в подошву плиоцена в разрезе скважины Игнеада (см. рис. 38). В скв. 380А этот отражающий горизонт залегает примерно на 100 м ниже горизонта В и приходится на кровлю верхнемиоценовых сланцев. Следовательно, горизонт I соответствует подошве плиоцена или верхам миоцена [10, 33], а толща, заключенная между горизонтами I и В, имеет плиоценовый возраст, хотя не исключено, что в нижней ее части присутствуют и верхнемиоценовые породы.

Карта мощности плиоценовых отложений (см. рис. 34) составлена нами с очень малым шагом сечения изопахит (0,2 км), не соответствующим густоте сети профилей. Это сделано вследствие малой мощности плиоцена в Черноморской впадине, не превышающей 1—1,2 км. При большем шаге сечения изолиний карта потеряла бы всякую выразительность.

Основная часть впадины на карте очерчивается приблизительно изопахитой 0,4 км. На большом протяжении вдоль южного континентального склона и на прикрымском участке вдоль северного закартированы зоны быстрого нарастания мощности от 0 до 0,6 и 0,8 км. В средней части моря окантуривается изопахитой 1 км зона наибольших мощностей плиоцена. Достигают 1—1,5 км мощности его и в Гурийском прогибе, но на очень небольшой площади. Полосой очень небольших мощностей, менее 0,2 км, выделяются Очамчирский и Гудаутский своды и восточная часть вала Шатского.

Как и в мощностях миоцена, район Керченско-Таманского прогиба представляет собой относительно приподнятую перемычку, отделяющую от Черноморской впадины Индоло-Кубанский прогиб, интенсивно прогибавшийся в плиоцене. Мощности плиоцена в нем максимальные для всего региона, они превышают 1,6 км. Скорость осадконакопления в нем достигала и, возможно, даже несколько превышала скорость прогибания, так как со среднего плиоцена условия осадконакопления здесь стали континентальными.

Еще одна крупная линза плиоценовых отложений расположена в южной части северо-западного шельфа. Она накопилась на погружающейся в плиоцене — антропогене Краевой ступени и частично перекрыла сформированные в мелу — палеогене валы Губкина и Каламитский. С юга она полого перекрыта и срезана подошвой антропогеновой дунайской дельты, причем вблизи бровки континентального склона мощность плиоцена уменьшается от 1 км в середине линзы почти до нуля.

В западном, болгарском секторе моря мощность плиоценовых отложений заметно снижена, как видно из рис. 34, и на значительной площади составляет величину менее 0,2 км. На этом фоне наблюдаются линзообразные раздувы плиоценовых осадков, достигающие мощности немногим более 0,4 км. Отчетливо видна связь линзообразных раздувов в глубоководье с увеличением мощностей плиоценовых отложений на шельфе.

Увеличение мощности плиоценовых отложений на краю шельфа на продолжении Нижне-Камчийского прогиба до 0,6 км и


http://jurassic.ru/

макрокосая их наслоенность, заметно наклоненная в сторону впадины, указывает на существование здесь небольшой авандельты, вероятнее всего, палео-Камчии плиоценового времени. На временных разрезах профилей, пересекающих Нижне-Камчийский прогиб в пределах шельфа, наблюдается залегание плиоценовых отложений, похожее на врезанную долину глубиной до 0,2—0,3 км. Следовательно, плиоценовые осадочные потоки, обнаруженные в болгарской части глубоководной впадины, представляют собой конусы выноса реки. Глубина вреза этой реки несравнимо меньше врезов речных долин бассейнов Средиземного или Каспийского морей.

Других переуглубленных долин, которые бы указали на сколько-нибудь длительное очень низкое стояние уровня Черноморского бассейна в плиоцене, в регионе не обнаружено. Ни одна из крупных рек, впадающих в Черное море, подобных погребенных долин не имеет. Все попытки найти проявление следов низкого стояния уровня на временных разрезах успехом также не увенчались. Вероятно, на сегодняшнем уровне знаний можно допустить лишь очень кратковременное понижение уровня, такое, которое не успело оставить после себя заметных эрозионных следов. Это допущение необходимо лишь для объяснения данных, полученных по керну скв. 380А. Но не исключен здесь и другой вариант объяснения: обломки строматолитового доломита вместе с брекчией были перемещены с более мелководных участков в результате оползаний склона.

И, наконец, необходимо отметить еще одно обстоятельство. Столь большие и длительные падения уровня, какие наблюдались в Средиземном море в мессинии, и в Каспийском море в балаханский век, совершенно необязательно должны быть одновременными. Средиземное море внутреннее, но связанное с океаном, Каспийское — полностью замкнутое. Колебания уровня в них могли происходить в различное время. Лежащее между ними Черное море, в плиоцене тоже замкнутое, могло вести себя в этом отношении еще иначе. Поэтому предположение о синхронном падении уровня — лишь рабочая гипотеза. Проверка ее пока не дала результатов.

В антропогене Черноморская впадина приобрела уже все черты единой структуры. В строении плоской, практически горизонтально лежащей четвертичной толщи о вошедших в состав впадины прогибах напоминают лишь антиклинальные складки, продолжающие свое развитие до сегодняшнего дня. Ничем другим ни в структуре подошвы антропогена (см. рис. 31), ни в его мощностях (см. рис. 35) валы и прогибы не проявляются.

Заметно различие лишь между западной и восточной частями впадины. На западе подошва антропогена прогнута гораздо сильнее, чем на востоке. Соответственно, резко различны эти части по мощности четвертичных отложений: средняя мощность на западе 1,5—2 км, на востоке менее 1 км. Из этой закономерности выпадает лишь мощная линза Доно-Кубанской авандельты, мак-


http://jurassic.ru/

симальная толща которой, как и у значительно большей по площади Дунайской дельты, превышает 3 км.

Дельтовые отложения записываются на временных разрезах характерными косонаслоенными сериями, причем превышение верхних концов косых слоев над нижними достигает 1 с и более, а общая мощность всей макрокосослоистой толщи 2,5—3 км (рис. 42, *а*). Такие перепады слоев и мощности авандельт указывают на большую глубину бассейна, на склоне которого формировалась авандельта.

Особенно крупной является авандельта Дуная, размеры которой достигают примерно 50 тыс. км$^2$ при мощности до 3—3,5 км. Далеко за ее краем в глубоководную впадину распространяются подводные конусы выноса Дуная. Накладываясь и сливаясь друг с другом, они образуют обширный очень пологий конус, внешний край которого достигает середины глубоководной впадины. На временных разрезах они фиксируются как отчетливые линзовидные залежи (см. рис. 42, *б*). Наиболее крупный и молодой из подводных конусов Дуная был описан Р. Л. Казанцевым и Р. В. Шайнуровым.

Вторая по величине авандельта, Доно-Кубанская, слагает Керченско-Таманский шельф, образуя выступ его к югу. Для нее также характерны макрокосая слоистость (см. рис. 17) и большая мощность. Она хорошо видна на разрезе по профилю 41 большим раздувом четвертичных отложений в западном конце разреза (см. рис. 19).

Обширная и сложно построенная авандельта рек Кызыл-Ирмак и Ешиль-Ирмак заполняет Синопский прогиб между шельфом и поднятием Архангельского. Подводные конусы выноса в виде многочисленных клиноформ, записанных в разрезе глубоководных отложений, распространяются далеко в пределы глубоководной впадины. Крупные подводные выносы закартированы против устьев основных кавказских рек — Мзымты, Кодори, Ингури, Риони.

В заключение следует отметить, что вся толща антропогена — неогена в глубоководной впадине записывается на временных разрезах однообразно — это горизонтально лежащие слоистые осадки, постепенно выклинивающиеся по направлению к бортам впадины. В этой толще нет резко отличающихся отражающих горизонтов, и принятые за опорные лишь немного выделяются среди общей записи. Поскольку глубоководный характер четвертичных осадков доказан как современным состоянием впадины, так и наличием мощных древних авандельт, формировавшихся явно в глубоководном бассейне, а майкопские отложения, как было показано выше, также представляют собой глубоководное образование, то и промежуточное звено мощной однообразной горизонтальнонаслоенной толщи — миоцен-плиоценовое — также очевидно накапливалось в сходных условиях. Никаких признаков перерыва в накоплении осадков, прекращения прогибания и т. п. по всей площади впадины мы не наблюдаем, они обнаруживаются лишь на бортах впадины, там, где уменьшаются в мощности и выклиниваются выполняющие ее толщи.

http://jurassic.ru/

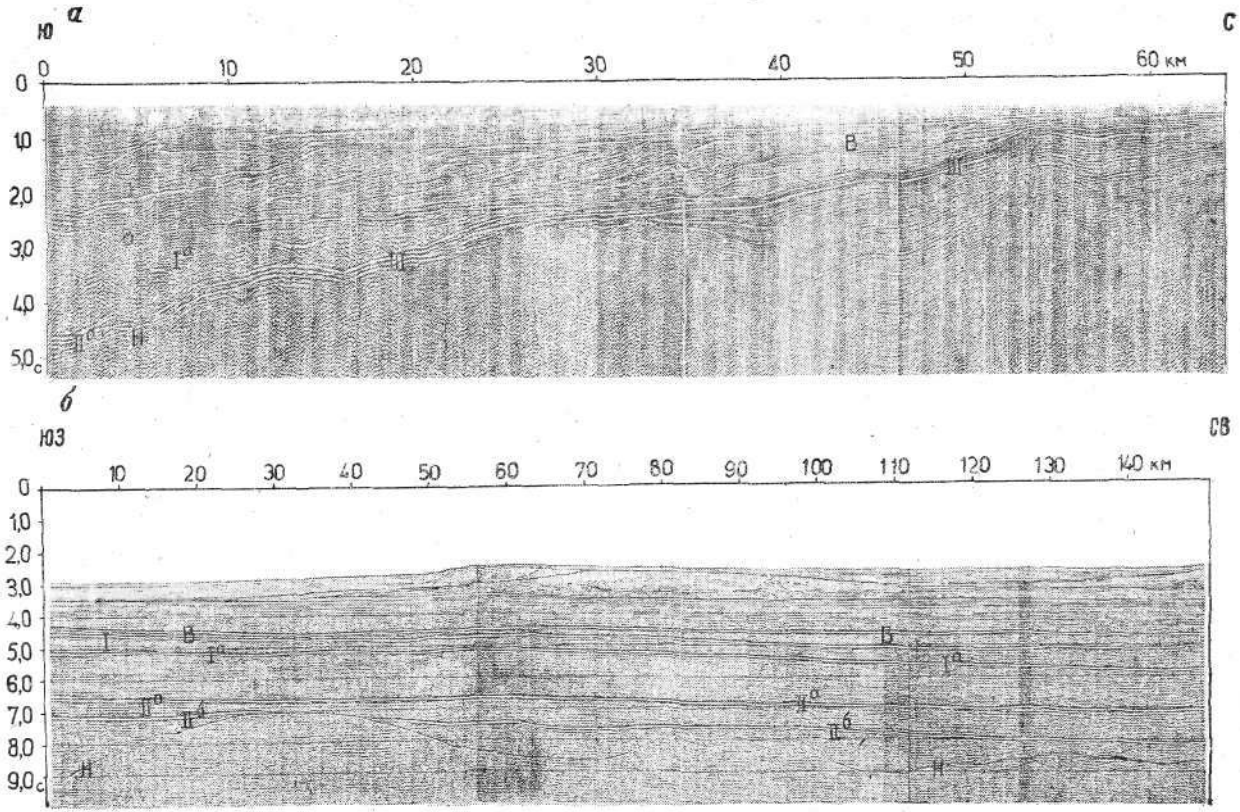



Рис. 42. Временные разрезы отложений дунайской палеодельты и подводных конусов выноса: *а* — профиль 00 на северо-западном шельфе; *б* — профиль 62 (расположение см. рис. 1)

Отражающие горизонты: В — в подошве антропогена, I — в подошве плиоцена, I$^а$ — в кровле майкопской серии, II$^а$ — в кровле эоцена, II$^б$ — в толще палеоцен-эоцена, III(Н) — в кровле мела

http://jurassic.ru/

### 9.5. Особенности строения континентальных склонов

Борта тектонической впадины Черного моря имеют уклоны обычно до 10°, изредка до 40°. На особенно крутых участках бортов несомненно есть также разрывы типа сбросов и взбросо-надвигов (см. рис. 3). Верхние их части представляют собой современный континентальный склон. Ниже к бортам впадины примыкают кайнозойские отложения ее осадочного выполнения. Контуры палеогеновых впадин и прогибов только в первом приближении совпадают с границами современной впадины. Поэтому борта Черноморской впадины лишь на редких участках прослеживаются как единая непрерывная поверхность от бровки современного континентального склона вплоть до ее основания.

Один из таких участков расположен юго-западнее Горного Крыма, где современный континентальный склон по сути дела продолжает борт впадины, погребенный под ее осадочным выполнением и прослеженный до ее основания (см. рис. 36). Чуть ниже современного континентального склона наблюдается крутой перегиб отражающего горизонта III, соответствующего кровле верхнего мела, который следится далее как борт впадины и обозначается индексом Н. Здесь же заметим, что индексом Н обозначается и основание тектонической впадины, хотя причины и время образования основания и бортов, естественно, совершенно различны.

Слои кайнозойского выполнения впадины при подходе к бортам, как правило, еще за несколько десятков километров начинают сокращаться в мощности, поднимаясь кверху. Вблизи бортов слои подворачиваются вверх, скользят по бортам и, наконец, полностью исчезают. На рис. 36 это явление хорошо выражено для майкопских и миоцен-плиоценовых отложений. На шельфе кайнозойские отложения, отлагавшиеся преимущественно в морских условиях, имеют гораздо меньшую мощность при той же стратиграфической полноте разреза, что и во впадине. Отложения на шельфе при приближении к его перегибу изгибаются книзу, навстречу слоям выполнения.

Итак, в тектоническом плане сочленение впадины с шельфом, как это видно на рис. 36, представляет огромную флексуру. Опущенное крыло — континентальное подножие, залегающее на глубине 14 км. Мощность кайнозойского осадочного выполнения достигает здесь 12 км. Поднятое крыло — шельф, на котором в каждый отрезок геологического времени накапливались гораздо менее мощные отложения, чем в опущенном крыле. Соединительное крыло — борт впадины, где происходит выклинивание из разреза кайнозойских отложений или сокращение их до минимальных мощностей, не регистрируемых сейсморазведкой МОГТ.

Мы рассмотрели не большой восточный участок сочленения глубоководной впадины и северо-западного шельфа. Западнее переход северо-западного шельфа в глубоководную впадину значительно положе, а флексура борта тектонической впадины не является прямым продолжением современного континентального скло-

http://jurassic.ru/

на. Верхнее колено древней флексуры находится в 20—30 км южнее бровки континентального склона. В разрезе сочетание погребенного борта впадины и современного континентального склона образует структурную ступень.

На придунайском участке дочетвертичная впадина, наоборот, заходила в пределы современного шельфа более чем на 100 км, а в четвертичное время была заполнена дельтовыми отложениями Дуная, мощность которых составила свыше 3 км. Современный континентальный склон, образованный дельтовыми отложениями, здесь очень пологий (см. рис. 2, 9, 42, *а*).

От Гудаутского свода до Южно-Крымского выступа Восточно-Черноморская впадина в палеоцене — миоцене ограничивалась валом Шатского, южное крыло которого являлось бортом впадины. Амплитуда перегиба по кровле мезозоя достигает здесь 4—5 км (см. рис. 28). На рис. 40 и 41 хорошо видно, как в верхней части южного крыла вала срезаются палеоцен-миоценовые породы, залегающие на своде вала, являющегося верхним крылом флексуры. Это срезание палеоген-миоценовых пород убедительно свидетельствует, что соединительное крыло флексуры, во-первых, подвергалось размыву, во-вторых, оно является разновозрастным и наращивалось снизу по мере размыва и включения в субстрат все более молодых отложений. На рис. 40 обращает внимание сокращение на соединительном крыле флексуры меловых отложений по сравнению со сводом вала. Вполне вероятно, что это сокращение мощности также связано с размывом.

В плиоценовое время произошло объединение Восточно-Черноморской впадины с прогибом Сорокина и Туапсинским, а бортами единой впадины стали южный склон Горного Крыма и юго-западный склон Кавказа. Склоны этих горноскладчатых сооружений практически недоступны для изучения их сейсморазведкой МОГТ. Между Горным Крымом и Кавказом, на участке Барьерного поднятия подходящие со стороны глубоководья миоцен-плиоценовые отложения, поднимаясь вверх, сокращаются в мощности и затем полностью исчезают на соединительном крыле флексуры, амплитуда которой составляет 1,4—2,0 км. Несмотря на то что эта флексура и явления выклинивания и размыва, происходящие на ее соединительном крыле, менее масштабны и хуже выражены, чем на других окраинных участках впадины, все же, по всей видимости, именно на участке Барьерного поднятия располагался в Керченско-Таманском районе борт плиоценовой впадины. Здесь же расположена и бровка современного пологого континентального склона, отделенная от верхнего колена погребенной флексуры авандельтовой толщей палео-Кубани.

Гудаутский и Очамчирский своды от Восточно-Черноморской впадины также отделены крупным флексурообразным перегибом, по которому кровля мела погружается до абсолютных глубин 10 км. Верхнемеловые отложения, имеющие на сводах мощность 0,1—0,5 км, в средней части флексуры выклиниваются, а возможно частично размыты, и по имеющимся материалам невозможно


http://jurassic.ru/

определить, появляются ли они вновь на нижнем крыле флексуры. Палеоцен-эоценовые и майкопские отложения, достигающие на сводах в совокупности 0,8 км, на соединительном крыле флексуры полностью выпадают из разреза, а южнее быстро увеличиваются в мощности и во впадине их суммарная мощность составляет 6—7 км. Среднемиоценовые — плиоценовые отложения на верхнем колене флексуры также резко сокращаются в мощности (см. рис. 22). Размывы и выклинивания слоев происходили в подводных условиях, так как одновозрастные осадки в пределах современной суши, залегающие на продолжении поднятого крыла флексуры, отлагались в морских условиях.

Все перечисленные явления убедительно говорят в пользу длительного существования борта впадины на перегибе Гудаутского и Очамчирского сводов. Только в четвертичное время эти своды были захвачены опусканиями Черноморской впадины.

Юго-восточнее Гудаутско-Очамчирского участка олигоцен-миоценовая впадина заходила в пределы современных шельфа и суши. Северо-восточный борт впадины и сопровождающие его следы размыва прослеживаются через всю Восточно-Черноморскую впадину и заходят в пределы Колхидской впадины (см. рис. 30). С юга залив олигоцен-миоценовой впадины ограничивали вулканогенно-складчатые образования Аджаро-Триалет. Южный борт Восточно-Черноморской впадины и часть южного борта Западно-Черноморской впадины, образованные склонами Восточного и Западного Понта, отличаются значительной крутизной. Современный континентальный склон и погребенный борт впадины объединяются единой поверхностью размыва, к которой прислоняются, уменьшаясь в мощности и подворачиваясь кверху, слои кайнозойского выполнения впадины. В верхней части борта они выклиниваются. В современном континентальном склоне и верхней части погребенного борта впадины выделяются ступени, иногда довольно широкие, но на протяжении нижних 7—9 км погребенный борт впадины, как правило, погружается без резких изменений угла наклона. В отличие от описанных ранее участков, здесь на верхнем крыле флексуры отсутствуют отложения палеогена — антропогена той же стратиграфической полноты, как во впадине.

Западный участок впадины, примыкающий к Западному Понту, характеризуется сравнительно пологим бортом. Бровка флексуры, образованной поверхностью меловых пород (отражающий горизонт И1), расположена в 30—40 км к северу от подножия современного континентального склона. На значительном протяжении к бровке погребенного склона приурочено поднятие (или поднятия; при больших расстояниях между профилями точно решить это невозможно), выраженное в меловых и палеогеновых породах. Иногда оно находит отражение и в олигоцен-миоценовых отложениях (см. рис. 37). Палеогеновые породы, выполняющие впадину, на соединительном крыле флексуры сокращаются в мощности и выклиниваются. Сокращены в мощности на

http://jurassic.ru/

верхнем колене погребенной флексуры и миоцен-плиоценовые отложения. На поднятом крыле древней флексуры залегают маломощные палеогеновые и неогеновые отложения.

В болгарском секторе моря наблюдается различное соотношение современного континентального склона и древней флексуры (см. рис. 8). На участке Бургасского прогиба в пределах внешнего шельфа кровля меловых образований погружена уже на значительную глубину. В скв. Караденiз глубина залегания меловых отложений 2,5 км, а скв. Игнеада при глубине забоя 3,1 км не вышла из нижнепалеогеновых отложений. Севернее бровка погребенного борта трассируется в глубоководной впадине, а современный континентальный склон пересекает периклиналь Стара-Планины. Нижнекамчийский прогиб в эоцен-майкопское время представлял собой часть Западно-Черноморской впадины. Здесь не отмечается размывов и выклиниваний кайнозойских отложений у края глубоководной впадины. Наоборот, мощности кайнозойских отложений непрерывно увеличиваются при переходе от шельфа к глубоководной впадине. Особенно быстро растет мощность эоценовых отложений (см. рис. 12, *б*).

К северу от Нижнекамчийского прогиба строение континентального склона напоминает Гудаутско-Очамчирский район. Здесь имеется довольно крутой перегиб размытой поверхности пород мальм-валанжина, бровка которого расположена в 10—15 км к востоку от бровки современного континентального склона. Во впадине слои мощных эоценовых и майкопских пород, приближаясь к флексуре, образованной перегибом пород мальм-валанжина, поднимаются кверху и, прилегая к соединительному крылу флексуры, исчезают в верхней его части. На верхнем крыле флексуры залегают маломощные породы эоцена и майкопа. Миоцен-плиоценовые породы на верхнем колене флексуры испытывают резкое сокращение в мощности (см. рис. 12, *г*).

Из описания бортов впадины видно, что, несмотря на имеющиеся различия, в целом они обладают принципиально одинаковыми чертами строения. Изучение этих черт и отдельных деталей, подмеченных на конкретных участках бортов и дополняющих общую картину, дает возможность представить во времени развитие бортов и, соответственно, самой впадины.

Случаи, когда борт следится как непрерывная поверхность от бровки современного континентального склона до основания впадины, позволяют рассматривать современный континентальный склон и погребенный борт как единую тектоническую форму, выраженную крупной флексурой. Флексура эта развивалась длительное время, так как на ее верхнем и нижнем крыльях синхронно отлагались осадки, начиная, очевидно, с палеоцена. На верхнем крыле осадки каждого геохронологического подразделения во много раз уступают в мощности осадкам опущенного крыла, а на соединительном крыле они, обычно отсутствуют.

Как правило, современный континентальный склон преимущественно является областью подводного размыва олигоцен-пли-


http://jurassic.ru/

оценовых отложений. Но, как мы видели, признаки размыва повсеместно наблюдаются и в погребенной части соединительного крыла флексуры. Причем размыв здесь происходил также в подводных условиях, так как на шельфе в период всего кайнозоя отлагались морские осадки. Размыв постепенно смещался все выше по склону по мере погружения впадины и вовлечения в прогибание новых участков. Одновременно нижние участки борта захоронялись осадками и в связи с этим размыв на них прекращался. Таким образом, современный континентальный склон и погребенный борт обладают идентичным строением.

Некоторые указания на обстановку, в какой происходило формирование соединительного крыла флексуры, имеются в строении осадочного чехла Черноморской впадины. Так, в четвертичных отложениях фиксируются мощные косонаслоенные авандельтовые тела. Мощность косонаслоенной толщи в первом приближении определяет глубину бассейна. Мощность косонаслоенной толщи авандельты Дуная достигает 2,5—3 км. Следовательно, в четвертичное время бассейн был глубоководным. В майкопских отложениях авандельтовое тело мощностью до 1 км установлено на северном борту Индоло-Кубанского прогиба. Исходя из этого глубина майкопского бассейна здесь приблизительно оценивается в 1 км. Более крупные и не уступающие Индоло-Кубанскому прогибу в мощности майкопских отложений Восточно-Черноморская и Западно-Черноморская впадины, вероятно, также были в майкопское время глубоководными. В неогеновой толще в центральных частях Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадин не отмечается размывов и других следов перерыва, т. е. накопление осадков происходило непрерывно. Следовательно, можно заключить, что между майкопским и четвертичным временем не было коренных тектонических и сопутствующих им геоморфологических изменений, а происходил однонаправленный процесс расширения и углубления впадины. Борта же черноморских впадин по крайней мере с майкопского времени являлись континентальными склонами.

В низах осадочного выполнения глубоководной Черноморской впадины присутствует мощная (до 6 км) толща эоцена. Характер прислонения этой толщи к бортам впадины такой же, как и вышележащих отложений. На временных разрезах обнаружено соединение Аджаро-Триалетского вулканогенно-флишевого палеоцен-эоценового прогиба с одновозрастной Восточно-Черноморской впадиной. Считается, что флишевые отложения вероятнее всего формируются в глубоководных условиях. Если это так, то сочетание глубоководного узкого бассейна в пределах Аджаро-Триалет и мелководного бассейна в Восточно-Черноморской впадине было бы неестественным. И характер выклинивания палеоцен-эоцена на бортах впадин говорит о том, что континентальный склон во впадинах Черного моря существовал уже в палеоцен-эоценовое время.

Строение и развитие области сочленения впадины с шельфа-


http://jurassic.ru/

ми убедительно свидетельствуют о том, что впадина Черного моря возникла путем постепенного устойчивого прогибания. Сокращение в мощности, подъем вверх слоев выполнения впадины при их приближении к бортам, подворачивание кверху и скольжение по бортам — все это явный результат постепенного прогибания впадины.

Соединительное крыло флексуры формировалось также постепенно. Отдельные его части образовались в разное время, наращиваясь снизу вверх и в конечном счете прослеживаясь как единая поверхность размыва.

В пользу вывода о длительном развитии впадины говорит отступание склона от центра впадины в связи с ее расширением. Современный континентальный склон пересекает такие оформившиеся в олигоцене структуры, как Керченско-Таманский прогиб, продолжением которого является прогиб Сорокина, Туапсинский прогиб, морфоструктуры Западного Кавказа, Аджаро-Триалет, Балкан. Увеличение площади впадины несомненно сопровождалось и ее прогибанием.

### 9.6. О строении докайнозойских отложений

Из докайнозойских отложений Черноморской впадины лучше всего изучены меловые породы, широко распространенные по всему ее обрамлению. На северо-западном шельфе, в Южно-Крымском и Гудаутско-Очамчирском районах получены некоторые сведения о строении юрских пород. В северной части шельфа Болгарии изучена структура триасовых и пермских отложений.

Меловые отложения на большей части шельфов и окружающей суши характеризуются изменчивой, но в целом сравнительно небольшой мощностью и пологим залеганием. На шельфе это маломощная карбонатная пачка верхнего мела и очень выдержанная толща известняков мальма-валанжина (400—800 м). На северо-западном шельфе большими мощностями меловых отложений (4—4,5 км) выделяется Каркинитский прогиб. Южнее, в пределах Каламитского вала и Краевой ступени, мощность мела уменьшается до 1,5—2 км. В Крыму к югу от Тарханкута и на всем прилегающем шельфе меловые отложения образуют платформенного типа чехол мощностью не более первых сотен метров. Маломощный чехол меловых пород распространен и южнее, на шельфе и верхней части континентального склона Южно-Крымского выступа. Рядом профилей МОГТ здесь прослежены отражающие горизонты, связанные с меловыми породами, а драгированием [50] подтверждено наличие их в коренном залегании.

На всей площади северо-западного и прикрымского шельфа, очевидно, выдерживается характерный для этого района разрез меловой толщи: терригенные, песчано-глинистые отложения нижнего мела сменяются карбонатными верхнемеловыми породами. Сходный разрез наблюдается на Керченском полуострове, где


http://jurassic.ru/

скважинами вскрыта аргиллито-алевритовая толща нижнего мела и мергели верхнего мела. Суммарная мощность меловых отложений достигает здесь 3 км.

На Таманском полуострове скважинами вскрыт только верхний мел, представленный груборитмичным чередованием известняков, мергелей, глин, алевролитов мощностью до 1,4 км.

В Колхидской впадине и на Гудаутско-Очамчирском шельфе весь разрез меловых отложений сложен известняками и мергелями, достигающими мощности 2,5—3 км.

В Восточных Понтидах меловые отложения представлены в основном вулканогенными породами — агломератами и туфами базальтового состава, а также дацитами, замещающимися по простиранию известняками и мергелями. Меловые толщи, имеющие мощность около 2 км, залегают в виде моноклинали, осложненной пологими складками, с общим наклоном слоев в сторону Черного моря [27].

Таким образом, почти по всей периферии Черного моря распространены меловые отложения платформенного типа, мощность которых изменяется от сотен метров до 2,5—3 км. На шельфах меловые слои залегают очень спокойно, полого погружаясь в сторону континентального склона, а затем, на бровке континентальной флексуры, перегибаются и более круто погружаются под мощную кайнозойскую толщу глубоководной впадины. Связанные с ними отражающие горизонты на многих участках прослеживаются вплоть до опущенного крыла флексуры, а иногда даже под дном впадины. Присутствие меловых пород на бортах впадины доказано драгированием континентального склона. Помимо упомянутого выше Южно-Крымского участка, образцы меловых пород были подняты с северо-восточного склона хребта Архангельского, в районе Синопа и напротив устья р. Сакарья [50]. Естественно предположить, что и на дне глубоководной впадины распространены в основном сравнительно маломощные меловые породы платформенного облика.

Мощные флишевые серии меловых отложений распространены лишь на сравнительно небольших участках окружения Черного моря в складчатых зонах Северо-Западного Кавказа, Западного Понта и восточной Стара-Планины. На Северо-Западном Кавказе меловой терригенно-карбонатный флиш имеет мощность 6—8 км. Складчатая зона Западного Понта включает несколько массивов докембрийских и палеозойских пород, разделенных глубокими, сложно построенными синклинориями. В синклинориях развиты мощные (4—6 км) толщи мелового и палеогенового терригенно-карбонатного флиша, с довольно многочисленными пластами туфов и андезитовых и базальтовых лав. Меловые отложения Стара-Планины представлены мергельно-песчанистыми и флишевыми толщами суммарной мощностью не менее 3,5 км.

Все эти складчатые зоны находят свое продолжение в море, но занимают очень незначительную часть акватории. Продолжением Северо-Западного Кавказа является Анапский выступ, про-

http://jurassic.ru/

тягивающийся в широтном направлении примерно на 40 км от берега. Как показывают материалы сейсморазведки, сам выступ сложен еще мел-палеогеновым флишем, но уже на его западном окончании происходит смена мощных геосинклинальных формаций на платформенные (см. раздел 5.1). Еще меньше оказывается полоса распространения мелового флиша на участке от Анапы до Сочи. На многочисленных сейсмопрофилях отчетливо видно, что здесь со стороны моря вплоть до подножия континентального склона, а нередко и до его середины, протягиваются маломощные пологолежащие слои мела, образующие северный борт Туапсинского прогиба. Отсюда можно заключить, что флишевые серии Кавказа не выходят за пределы верхней части континентального склона.

Подводное продолжение антиклинория Стара-Планины протягивается вдоль подножия континентального склона примерно на 100 км при ширине около 30 км. Профиль 63, изображенный на рис. 38, по-видимому, пересекает его далекую восточную периклиналь. На этом профиле записаны два глубоких отражающих горизонта, которые по сопоставлению с разрезом скважины Игнеада и с учетом мощности мела в Бургасском прогибе можно приблизительно отождествить с кровлей и подошвой меловой толщи. На шельфе и в верхней части континентального склона мощность отложений, заключенных между этими горизонтами, составляет около 1,5—2 км. Дальше, в средней части континентального склона, верхний горизонт несколько воздымается, обрисовывая периклиналь Стара-Планины, а нижний продолжает погружаться, при этом мощность меловых отложений возрастает до 4,5 км. От профиля 63 антиклинорий прослеживается в широтном направлении еще на 10—15 км, а затем затухает. С юго-востока он ограничен небольшим структурным заливом поверхности мезозоя, который соединяет Бургасский прогиб с Западно-Черноморской впадиной (см. рис. 28).

Флишевые прогибы Западного Понта, очевидно, замыкаются в пределах шельфа, так как на сейсмопрофилях, пересекающих южный континентальный склон Западно-Черноморской впадины, нигде не удается обнаружить значительного увеличения мощности докайнозойских пород.

В глубоководной котловине сведения о докайнозойских отложениях получены на валах Шатского и Андрусова. На всех профилях, пересекающих эти структуры, ниже подошвы кайнозоя прослеживаются достаточно протяженные и хорошо выраженные отражения, связанные с мезозойскими осадочными толщами. На валу Шатского они уже получили достаточно надежную стратиграфическую привязку. Здесь выделены отражающие горизонты, связанные с кровлей верхнего и нижнего мела, кровлей юры и верхней частью среднеюрской толщи (см. раздел 7.2). Мощность меловых отложений в пределах вала Шатского колеблется от 200—400 м до 2 км. Тектоническое положение вала, лежащего на продолжении Грузинской глыбы, а также характер сейсми-


http://jurassic.ru/

ческой записи домайкопских горизонтов, по которым он вырисовывается как самостоятельная структура, позволяют предполагать карбонатный состав меловых отложений. Вдоль северного борта вала, по-видимому, протягивается цепочка нижнемеловых рифогенных массивов, которые выделяются на некоторых профилях МОГТ по своеобразным фонам сейсмозаписи (см. рис. 40, км. 75—85). Восточнее они зафиксированы работами НПО «Союзморгео» в северной части Гудаутского свода.

На валу Андрусова ниже подошвы кайнозоя получены столь же выразительные отражающие горизонты, как и на валу Шатского. Непосредственно передать их через Восточно-Черноморскую впадину невозможно, однако характер записи и порядок мощностей ограниченных ими отложений на этих валах очень близки. Особенно наглядно это видно на профилях, пересекающих северо-западное замыкание Восточно-Черноморской впадины. Здесь валы Андрусова и Шатского сближаются, и сходство их разреза становится очевидным. Отсюда прежде всего следует вывод о том, что вал Андрусова в своде также сложен верхнемеловыми породами. Достаточно определенно опознаются на нем и отражающие горизонты, отождествленные на валу Шатского с кровлей и подошвой нижнего мела. Нижний из них, сопоставляемый с подошвой мела, удается проследить по всему валу Андрусова и таким образом в самом первом приближении оценить мощность меловых отложений. На большей части вала Андрусова она оказывается несколько выше, чем на валу Шатского, изменяясь от 1,5 до 2,5 км. Подошва мела залегает в целом конформно поверхности мезозоя, записанной отражающим горизонтом Н, погружаясь на крыльях вала. На некоторых крутых участках крыльев меловые отложения сильно уменьшаются в мощности, будучи уничтожены размывом, т. е. на склонах вала Андрусова наблюдаются те же структурные соотношения, что и на других бортах палеогеновых впадин. Следовательно, сходными были и процессы их формирования.

Весьма примечательными структурными формами, не имеющими аналогов в других участках Черноморской впадины, являются своеобразные выступы поверхности мезозоя, закартированные на перегибе северо-восточного крыла и в средней части юго-западного крыла вала Андрусова (см. рис. 28). Все они имеют изометричные очертания и высоту более 1 км. При этом складывается впечатление, что меловые отложения вала уходят под выступы, а сами они сложены более молодыми породами, относящимися, очевидно, к самым верхам меловой системы. Слои этих пород залегают примерно параллельно пологим склонам выступов и срезаются их крутыми склонами. Происхождение выступов не совсем ясно. Возможно, они представляют собой крупные эрозионные останцы, в которых сохранилась верхняя часть меловой толщи, размытая на остальной площади вала Андрусова. Не исключено также их вулканическое происхождение, тем более что вулканизм в меловое время широко проявился в различных струк-

http://jurassic.ru/

турных зонах обрамления Черноморской впадины и особенно в Восточном Понте, на северо-западном продолжении которого расположен вал Андрусова.

Ниже подошвы мела на валу Андрусова в ряде случаев записана еще одна отражающая поверхность, обладающая более сложным рельефом, чем верхние горизонты мезозойской толщи. На двух-трех профилях по ней можно наметить довольно крупные поднятия и разделяющие их впадины. Мощность отложений, заключенных между этой поверхностью и подошвой мела, на поднятиях не превышает 1 км, а во впадинах увеличивается до 3,5 км. Общая мощность мезозойских отложений достигает в таких впадинах 4,5 км. С известной долей условности глубокая отражающая поверхность, обнаруженная на валу Андрусова, может быть сопоставлена с аналогичной поверхностью, записанной на валу Шатского, где она соответствует верхней части среднеюрской толщи.

Таким образом, глубже подошвы кайнозоя на валу Андрусова сейсморазведкой зафиксирована мощная (4—5 км) слоистая осадочная толща, возраст которой в первом приближении может быть определен как меловой и юрский. Этим вал Андрусова резко отличается от поднятия Архангельского, для которого характерен *существенно иной тип сейсмической записи. На поднятии* Архангельского регулярные отражения получены только в интервале 0,6—0,8 с глубже подошвы кайнозоя, причем чаще всего это непротяженные, криволинейные оси синфазности, осложненные большим количеством дифрагированных волн. Ниже реальных отражающих горизонтов обнаружить не удается. Очевидно, поднятие Архангельского представляет собой выступ сильно дислоцированных палеозойских или докембрийских пород, перекрытый сравнительно маломощным чехлом меловых отложений. Наличие выступа палеозойских или докембрийских пород тем более вероятно, что подобные массивы играют существенную роль в строении как Восточного, так и Западного Понта. Следует отметить, что небольшая мощность меловых отложений наблюдается только в сводовой части поднятия Архангельского. Вниз по его склонам в разрезе появляются мощные слоистые серии. Особенно большой мощности (2,5—3 км) они достигают в пределах ступеней, закартированных по кровле мезозоя у подножия северо-восточного склона поднятия.

Примерно такую же мощность имеют юрские и меловые отложения и у подножия южного борта вала Шатского. В центре Восточно-Черноморской впадины ниже подошвы кайнозоя отражений не получено, но простое сравнение мощности докайнозойских отложений, изученных сейсморазведкой по ее бортам, показывает, что и под дном впадины мощность этих отложений будет, очевидно, измеряться несколькими километрами.

На юго-западном склоне поднятия Архангельского и в Синопском прогибе мощность меловых пород, по-видимому, сравнительно невелика. Глубже 1,5 км от подошвы кайнозоя выделить ре-


http://jurassic.ru/

альные горизонты здесь не удается. Зато к юго-западу от Синопского прогиба, уже в пределах шельфа по трем профилям намечается пологая синклиналь, заполненная мощными (до 3,5 км) слоистыми отложениями, очевидно, мелового возраста. Структурное положение синклинали пока неясно. Возможно, она представляет собой часть мелового прогиба, тянущегося в юго-восточном направлении от меридиана Синопа к устью р. Ешиль-Ирмак.

Восточнее поднятия Архангельского примерно до меридиана Орду на континентальном склоне фиксируются слабые непротяженные отражения, залегающие на глубине от 0,5 до 1 км ниже поверхности мела и погружающиеся параллельно борту впадины. Дальше на востоке профили МОГТ до континентального склона не доходят, и этот участок склона, как уже говорилось, представляет собой «белое пятно». Отражения от докайнозойских пород получены здесь на Трабзонском выступе, на поднятиях Муратова, Джанелидзе и других крупных структурах, расположенных внутри палеогеновых впадин. Видимая мощность докайнозойских пород достигает 1,5—2 км; отражающие горизонты, связанные с ними, повсеместно залегают конформно с поверхностью мезозоя. Это убедительно свидетельствует о том, что рассматриваемые поднятия, как и валы Андрусова и Шатского, представляют собой тектонические структуры, сформировавшиеся в основном в кайнозое, одновременно с прогибанием черноморских впадин.

К западу от поднятия Архангельского отражения от докайнозойских пород, погружающиеся в сторону впадины, фиксируются на всем протяжении южного континентального склона. Мощность записанных этими горизонтами отложений на большей части склона не превышает 1—1,5 км, и только севернее Зонгулдака, в пределах поднятия, закартированного на перегибе континентальной флексуры, увеличивается до 2,5 км.

На прикрымском участке северного континентального склона мощность меловых отложений очень незначительна. Маломощный чехол меловых отложений распространен здесь, очевидно, только на шельфе и в верхней части континентального склона. Мощность мела постепенно уменьшается еще в северной части вала Андрусова, а на своде Южно-Крымского выступа сокращается до первых сотен метров. На северо-восточном крутом склоне выступа меловые отложения отсутствуют, либо имеют мощность всего несколько десятков метров. Вновь они появляются в прогибе Сорокина, достигая в его наиболее погруженной части мощности 2 км. По-видимому, меловые отложения отсутствуют и на крымском склоне, образующем северный борт прогиба Сорокина. По материалам сейсмоакустической съемки, проведенной МГУ, здесь выделяется пологая синклиналь, выполненная мощной (до 3,5 км) слоистой толщей юрского возраста [34]. Подстилающий ее дислоцированный комплекс уверенно увязывается с береговыми разрезами таврической серии. Стратиграфическая привязка самой слоистой толщи выполнена сотрудниками МГУ

http://jurassic.ru/

условно. По аналогии со строением побережья и по характеру сейсмической записи выделены вулканогенные и песчано-глинистые отложения средней юры и верхнеюрская карбонатная толща. Данные сейсмоакустики подтверждены драгированием, с помощью которого на этом участке склона подняты песчаники и аргиллиты таврической серии, а также среднеюрские кварцевые порфиры [50].

Западнее Южно-Крымского выступа континентальный склон тоже сложен породами таврической серии. На шельфе и в верхней части крутого континентального склона они перекрыты маломощной (200—300 м) пачкой меловых отложений [34], а ниже, по-видимому, выходят на поверхность дна. Сейсморазведкой МОГТ в нижней части континентального склона не зарегистрировано сколь-нибудь протяженных отражающих горизонтов, что говорит о присутствии здесь сильно дислоцированной, вероятнее всего, таврической толщи. Драгированием с этой части склона подняты темно-серые плотные аргиллиты, аналогичные аргиллитам таврической серии [50]. Западнее Херсонеса континентальный склон постепенно выполаживается, и отражающие горизонты, связанные с меловыми породами, прослеживаются под ним насквозь, погружаясь под отложения глубоководной впадины. Дальше на запад северный борт впадины, как и на других участках ее бортов, сложен меловыми породами.

В северной части болгарского шельфа подробно изучена структура пермских и триасовых отложений. Разрез перми сложен терригенно-вулканогенной континентальной толщей мощностью 800—900 м. Трпас представлен преимущественно карбонатными породами, мощность которых превышает 2000 м. Отложения перми и триаса образуют несколько пологих впадин и разделяющих их валов. Вдоль бровки континентальной флексуры тянется цепочка антиклинальных поднятий, за которыми намечается погружение пермских отложений в сторону Западно-Черноморской впадины, но дальше по склону отражений от них пока не получено.

Таким образом, сейсмические материалы, полученные в результате систематических исследований МОГТ в глубоководной котловине, показывают, что под кайнозойской толщей Черноморской впадины распространены платформенного типа мезозойские породы, видимая мощность которых, зафиксированная временными разрезами, колеблется от 1—1,5 км до 4,5 км. Достоверно они установлены на бортах впадины и на валах Андрусова и Шатского, с большой долей уверенности их можно предполагать и под дном Западно- и Восточно-Черноморской впадин.

О возрасте этих пород однозначно судить пока невозможно. Наиболее достоверно устанавливается распространение меловых отложений, погружение которых с шельфов в сторону глубоководья задокументировано многими десятками сейсмопрофилей, а присутствие в коренном залегании на континентальном склоне подтверждено драгированием. Значительно меньше сведений о


http://jurassic.ru/

юрских породах. В глубоководье более или менее надежно они выделяются только на валу Шатского. Даже на валу Андрусова, о большом сходстве разреза которого с разрезом вала Шатского говорилось выше, возрастное расчленение разреза мезозойских отложений остается очень условным. Что касается доюрских пород, то сведения о них в пределах глубоководной впадины практически отсутствуют.

## ГЛАВА 10. НЕКОТОРЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ПРАКТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

### 10.1. Особенности строения и формирования Черноморской впадины

Большая глубинность исследований сейсморазведкой МОГТ, достигшая в Черном море 8—9 с полезной записи ниже дна, обусловила возможность выяснения разреза отложений и структуры Черноморской впадины до глубин 14—15 км. Геологическая интерпретация временны́х сейсмических разрезов оказалась особенно успешной благодаря систематическому характеру работ, регулярной сети профилей, равномерно покрывшей всю площадь глубоководной впадины. Профильные пересечения структурных зон, многократно повторяющие от профиля к профилю главные особенности тектонических форм, условий залегания горизонтов, последовательность напластования позволили откорректировать неясные места отдельных временны́х разрезов, точнее увязать их между собой, проследить характер различных структурных изменений. В результате такого изучения глубинного строения впадины по многим взаимоувязанным профилям, была получена достаточно выразительная объемная картина тектонических форм, ее образующих, отраженная в серии структурных карт и карт мощностей.

Вырисовались две глубокие впадины с относительно крутыми бортами (10—15°, местами до 30°) и выположенным дном. Строение их хорошо видно на региональных разрезах, пересекающих глубоководную котловину (рис. 43). Дно впадин осложняют как незначительные, так и крупные поднятия, принципиально однако не меняющие структурной картины впадин. Это отчетливо видно на разрезе, изображенном на рис. 43, *в*, который проходит через одну из самых больших структур такого порядка — валообразное поднятие Муратова.

Важнейшими структурами для выяснения истории формирования впадин являются их склоны. На разрезах рис. 43, как и на всех других разрезах, приведенных в предыдущих главах, можно видеть, что склоны впадин в структурном отношении представляют собой громадные флексуры. Сравнение разрезов рис. 43, *а*

http://jurassic.ru/

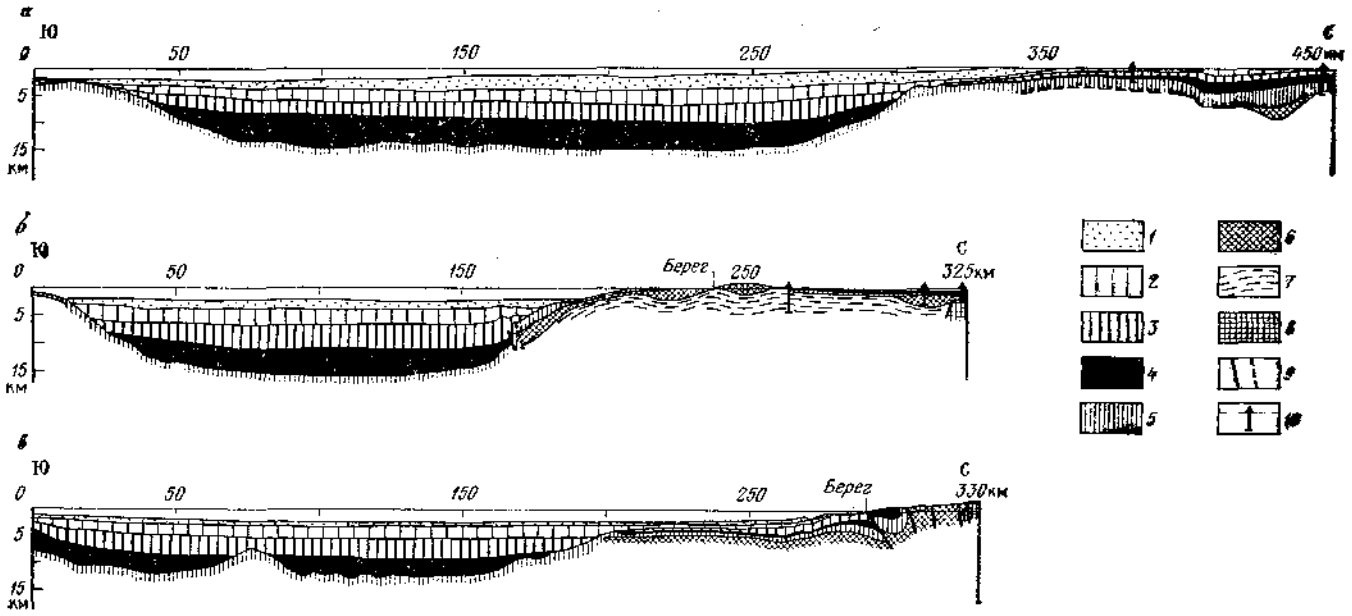



Рис. 43. Сейсмогеологические разрезы через Черноморскую впадину (расположение см. рис. 1)

Отложения: *1* — антропоген, *2* — неоген, *3* — майкопская серия, *4* — палеоцен-эоцен, *5* — мел, *6* — юра, *7* — триас и нижняя юра (таврическая серия), *8* — палеозой нерасчлененный; *9* — разломы; *10* — скважины

http://jurassic.ru/

и *в* показывает, что северо-западный шельф и вал Шатского по отношению к смежным впадинам занимают одинаковую позицию. Более того, в основных чертах на них сходны и соразмерны все толщи кайнозойского осадочного покрова (за исключением антропогена). На северных склонах впадин все ярусы, горизонты и толщи кайнозоя перегибаются от мало опускавшихся северо-западного шельфа и вала Шатского во впадины, одновременно сильно увеличиваясь в мощности. При этом на склонах они даже утоняются до исчезновения. Соотношения этих склоновых участков нулевых мощностей с маломощными толщами кайнозоя в поднятом крыле флексуры и с очень мощными в опущенном с очевидностью указывают, что сокращение мощностей или даже размыв в соединительном крыле флексуры (каким является склон) происходили одновременно с осадконакоплением. Также конседиментационно формировались и сами флексуры — склоны впадин.

Таким образом, строение континентальных склонов указывает на длительность формирования впадин, охватившего всю кайнозойскую эру. Этот вывод подтверждается и постепенным уменьшением мощностей всех выполняющих толщ от середины к бортам впадин, и столь же постепенным, но значительным подъемом в тех же направлениях всех горизонтов кайнозоя. Следует подчеркнуть, что эти явления наблюдаются по всем бортам впадин, в том числе и по крыльям вала Андрусова.

С вопросом о длительности формирования впадин связан и вопрос о существовании глубоководных бассейнов в геологическом прошлом Черноморской впадины. Прямые указания на глубоководный характер бассейна имеются для антропогенового периода: это, во-первых, современная глубоководная впадина и, во-вторых, наличие крупных авандельт с большим размахом макрокосой слоистости, отлагавшихся в продолжение большей части, если не всего, антропогена. Сходная авандельта установлена в среднемайкопских отложениях Индоло-Кубанского прогиба, причем глубина бассейна оценивается примерно в 1 км. По большому сходству всех черноморских впадин и прогибов майкопского времени и их очевидной связи друг с другом можно заключить, что все они отличались глубоководными условиями.

Вдоль Западного Кавказа, в Понтийских горах и в Аджаро-Триалетах широко распространены флишевые толщи эоцена. Их формирование традиционно и достаточно обоснованно связывается также с глубоководными бассейнами. Аджаро-Триалетский палеогеновый прогиб прямо переходит в Восточно-Черноморскую палеогеновую впадину (см. раздел 8.2). Этот переход прослежен морской сейсморазведкой. Флишевые прогибы Западного Кавказа и Понтийских гор отделены от черноморских впадин зонами развития маломощных отложений эоцена (или их отсутствия). В то же время сами флишевые прогибы по мощности одновозрастных отложений существенно уступают черноморским впадинам (2 км против 3—5 км). Отсюда можно сделать заключение, что

http://jurassic.ru/

впадины, прогибавшиеся гораздо сильнее флишевых прогибов, могли быть также глубоководными, тем более что, как мы видели, имеет место и непосредственный переход флишевого прогиба Аджаро-Триалет, кстати, гораздо более интенсивно прогибавшегося (мощность эоцена не менее 6 км), в Восточно-Черноморскую впадину. Равным образом, эоценовый флиш Балкан сливается с эоценовыми отложениями Западно-Черноморской впадины.

Все эти разновременные прямые и косвенные признаки существования глубоководных бассейнов в черноморском регионе в течение кайнозоя хорошо согласуются с характером склонов черноморских впадин. Сильно сокращенные или нулевые мощности всех толщ кайнозоя на склонах впадин естественно вызывают предположение, что эти склоны в каждый отдельный отрезок времени морфологически соответствовали континентальным склонам глубоководных впадин. Явления сокращенного осадконакопления и частых размывов установлены многими исследователями для континентальных склонов как океанических впадин, так и замкнутых морей вроде Каспия. К тому же черноморские склоны в течение всего кайнозоя являлись бортами глубоких непрерывно прогибавшихся тектонических впадин, резко обгонявших в своем опускании все смежные структуры. Такое схождение различных признаков позволяет с большой долей уверенности высказать заключение, что двум черноморским впадинам, предшественницам современной глубоководной впадины, на протяжении всей или почти всей кайнозойской эры соответствовали глубоководные бассейны.

Что же касается длительного (в течение всего кайнозоя) и постепенного тектонического прогибания впадин, то этот факт установлен со всей очевидностью.

Мезозойская история Черноморской впадины еще весьма неясна. Правда, структура вала Шатского в меловом периоде более или менее выяснена — он представлял собой устойчивую, мало погружавшуюся область, и меловые отложения, судя по характеру сейсмической записи, карбонатные и маломощные, образуют его широкий плоский свод и, перегибаясь на южном крыле, уходят под мощное кайнозойское выполнение Восточно-Черноморской впадины. Протяженные отражающие поверхности, сходные с отражающим горизонтом в подошве мела, выделенным на валу Шатского, следятся и на валу Андрусова. Они залегают также конформно с кровлей мезозоя, погружаясь в сторону впадин и поднимаясь на своде вала. На крымском выступе шельфа, на северо-западном и на болгарском шельфе меловые отложения, преимущественно карбонатные и относительно маломощные, лежат повсеместно практически горизонтально. В сторону Западно-Черноморской впадины меловые горизонты также повсеместно перегибаются (везде, где удастся зарегистрировать отражения от них). Таким образом, на северном обрамлении черноморских впадин и, по-видимому, на поперечном валу Андрусова меловые отложения везде отличаются сравнительно малой мощностью и


http://jurassic.ru/

спокойным залеганием. Вполне вероятно, что такого же характера меловые толщи окажутся и на дне впадин. Но не исключен другой вариант: во впадинах меловые отложения утолщаются подобно кайнозойским. Прямых данных для решения этого вопроса еще нет.

Значительно меньшими сведениями мы располагаем о характере юрских отложений и уже почти ничего не знаем о структуре триаса. Этим определяется пока нижняя возрастная граница современных знаний геологии Черноморской впадины.

По структуре кайнозойского выполнения можно определить время образования и преобразования отдельных крупных структур. При этом очень наглядно устанавливается постепенность изменения тектонических форм.

В палеоцене — эоцене образовались интенсивно погружавшиеся Западно-Черноморская и Восточно-Черноморская впадины, с самого начала разделенные диагональной перемычкой вала Андрусова. В восточном направлении они продолжались вулканогенно-флишевым прогибом Аджаро-Триалет, причем если перемычка между ними и была, то гораздо менее четкая, чем вал Андрусова. Нет какой-либо заметной структурной границы и на западе между эоценовым флишевым прогибом Балкан и Западно-Черноморской впадиной. К северу от черноморских впадин располагалась обширная площадь, на которой отложения палеоцен-эоцена имели малую мощность и скорее всего представляли собой осадки мелкого моря. Только за широким валом Шатского вдоль Западного Кавказа развивался узкий флишевый прогиб, унаследованный от мелового Новороссийского флишевого прогиба, но видимо несколько смещенный к югу. Вал Шатского в то время еще не приобрел своих характерных очертаний, он был значительно шире, так как не существовало прогибов Сорокина и Туапсинского. На северо-западном шельфе в течение всего палеогена заметно погружался Каркинитский прогиб, в котором накопились до 2 км отложений палеоцен-эоцена. Их литология, и вероятно, условия образования такие же, как и в смежных участках шельфа.

В майкопское время опускание обеих крупных впадин продолжалось с прежней интенсивностью. Бровки склонов несколько смещались в процессе погружения и за счет этого перемещения впадины незначительно увеличивались по площади. Процесс этот был длительный, постепенный, что хорошо читается в структуре впадин: плавное уменьшение мощностей в сторону склона, постепенный подъем в этом же направлении всех горизонтов, тем больший, чем древнее горизонт, постепенное выклинивание горизонтов, перемещение зон отсутствия (размыва) отложений вверх по склону, от более древних к более молодым. Склоны сохраняют свою крутизну при все возрастающей в ходе времени выравненности дна впадин. Вал Андрусова, в палеоцене — эоцене существовавший как устойчивое поднятие, в майкопское время начал втягиваться в погружение. Майкопские осадки в значительной

http://jurassic.ru/

степени перекрыли его свод. Усилилось его структурное различие с поднятием Архангельского.

Особенно значительные структурные изменения произошли в майкопское время на северо-востоке региона. Здесь усиленно развивались прогибы Сорокина, Керченско-Таманский, Индоло-Кубанский, Туапсинский. Из сопоставления рис. 32 и 33 видно, что это в основном новообразованные формы, лишь частично намеченные в общей структуре региона палеоцен-эоценового времени. В результате их интенсивного прогибания резче обрисовался вал Шатского.

Аджаро-Триалетская зона в конце эоцена — начале олигоцена закончила прогибание и превратилась в область размыва. Лишь Гурийский прогиб, лежащий и сейчас почти целиком в акватории, продолжал прогибаться и в майкопе.

В среднем — верхнем миоцене и плиоцене продолжались изменения в структуре, региона, приведшие к тому, что Черноморская впадина в антропогене стала единой тектонической структурой. В ее прогибание постепенно включились, кроме двух основных впадин, «майкопские» прогибы Сорокина и Туапсинский, валы Андрусова и Шатского, Гурийский прогиб с отделявшей его невысокой Рионо-Трабзонской перемычкой.

## 10.2. Значение новых данных для оценки общетектонических построений

Совершенно новый фактический материал по глубинной геологии Черноморской впадины вынудил нас при его изучении и обработке прибегнуть к строгим методическим ограничениям. При описании тектонических форм мы стремились ограничиваться наиболее простыми и бесспорными терминами и определениями, избегая даже самых распространенных, если они в какой-либо мере являлись «тектонической этикеткой» (даже таких, как «геосинклинальный» и «платформенный»). Этим мы хотели оградить описание фактического материала от незаметного введения в него преждевременных выводов, не доказанных еще изучением самого материала, а наперед навязанных ему подобными терминологическими «этикетками», что бывает иногда даже независимо от намерений авторов. Такого рода явления часто встречаются в геологической литературе. Они относительно безвредны, если речь идет о хорошо изученном и давно известном регионе. Но в нашем случае, когда получены первые действительно конкретные и обширные данные о структуре, тектоническая сущность которой до этого многократно выяснялась лишь путем разнообразных общих построений, сугубая осторожность и строгость в употреблении терминов совершенно необходима. Иначе мы рискуем подменить эмпирическое обобщение нового фактического материала очередной научной гипотезой.

Рассмотрим теперь, в какой мере общетектонические теории


http://jurassic.ru/

и наиболее распространенные построения соответствуют полученным нами фактам и эмпирическим выводам.

Как уже говорилось, приходят в противоречие с новыми данными привычные представления о строении земной коры. Поверхность «базальтового» слоя во впадине оказывается совпадающей с подошвой кайнозоя. При этом очевидно, что ниже палеогена лежат нормально-осадочные породы мела. На болгарском шельфе установлены толщи юры, триаса, перми, также без каких-либо изменений погружающиеся в сторону впадины. Геологический смысл у поверхностей, выделенных по интерпретации данных ГСЗ, утрачивается, они оказываются секущими реальные тектонические формы.

Установленная данным исследованием длительность формирования впадин в течение всего кайнозоя, их постепенное конседиментационное погружение и столь же длительное и постепенное образование континентальных склонов лишают всякого основания широко распространившиеся в последнее время представления о геологически мгновенном провале Черноморской впадины.

Существенно иначе приходится оценивать в свете новых данных характер разломной тектоники в Черноморском регионе. Для возможно более объективной оценки данных по разломной тектонике следует обратиться к наиболее представительным документам этого направления исследований. К ним, очевидно, относится карта разломов территории СССР, составлявшаяся в первой половине 70-х годов. На ее материалах были написаны две коллективные монографии «Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР» и «Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР» (1977 г.). В последней монографии Л. М. Расцветаев составил раздел, посвященный Горному Крыму и Северному Причерноморью, в значительной степени рассмотрев и акваторию Черного моря. Выделенные им разломы обосновываются теми же магнитными аномалиями, теми же соображениями о строении земной коры, многочисленными ссылками на прежние исследования, которые сами по себе были лишь гипотетическими построениями. Эффектно построенный в неискаженном масштабе схематический геологический разрез через «Южно-Крымскую надвиговую зону» изображает лишь идею в чистом виде: нет никаких данных для построения веера надвигов, пучком расходящихся из одной точки на глубине более 40 км и выходящих под Горный Крым и в основном под акваторию. В верхней части разреза Черноморской впадины, которая теперь хорошо известна, фактически ничто не сходится с этим построением. Так, например, мощности майкопских отложений на самом деле существенно больше и иначе распределены, фронтальный надвиг в прогибе Сорокина вглубь затухает в толще майкопа и с гипотетическим пучком глубинных надвигов не имеет ничего общего. И если даже допустить, что этот «веер» глубинных разломов действительно существует, то мы столкнемся с необычайной несоразмерностью такой структуры. По простиранию

http://jurassic.ru/

крутой северный склон прогиба Сорокина имеет длину не более 200 км, после чего всякие признаки возможных надвигов затухают в обоих концах. Вкрест простирания, по схеме Л. М. Расцветаева, надвиговая зона захватывает более 300 км!

К проблемам разломной тектоники близко примыкают представления о рифтовой природе Черноморской впадины [1,7]. В самом общем виде идея выглядит соблазнительно: длинный вытянутый прогиб Аджаро-Триалет переходит по простиранию в еще более длинный и более широкий Черноморский прогиб, состоящий из двух ячей (см. рис. 28). Далее на запад прогиб, правда, замыкается, но не обязательно же рифтовым грабенам тянуться бесконечно! Но разломов в бортах черноморских впадин нет, и это установлено достаточно определенно и видно на всех многочисленных геологических и временных разрезах. Так может ли быть рифтовый прогиб без рифта?

Сопоставление построений «классической» геосинклинальной теории для Черноморского региона с результатами исследований глубинного строения Черноморской впадины также приводит к некоторым расхождениям. Например, выглядит странно «срединный массив», к которому традиционно относят акваторию Черноморской впадины, значительно более погруженный, чем сама геосинклиналь. Причем впадина прогибалась не только в майкопское время, но и в палеоцене — эоцене, одновременно с геосинклинальными флишевыми прогибами и при этом значительно интенсивнее их. Более того, по простиранию она сменяется вулканогенно-флишевым прогибом. И вообще, несмотря на уже столь значительное проникновение в глубинную структуру впадины, мы не можем пока увидеть никаких признаков «фундамента» этого срединного массива. Исчезает самый критерий его определения. Возникает предположение, что геосинклинальная область состоит из сложного чередования разновозрастных и весьма различно построенных впадин.

Наконец, тектоника Черноморской впадины рассматривается в последние годы и с позиций чрезвычайно широко распространившихся мобилистских представлений и гипотез. В Черном море с этой точки зрения оказались привлекательными прежде всего прогибы Сорокина и Туапсинский, заполненные складками майкопской серии. Расположение этих складчатых зон вдоль черноморской окраины Западного Кавказа и Крыма, их несимметричное строение были истолкованы как результат субдукции, поддвигания дна Черного моря под Крым и Кавказ, или — иными терминами — Закавказской плиты под Евразиатскую. Так с большой легкостью решили этот вопрос С. А. Ушаков, а затем Л. П. Зоненшайн и, наконец, В. Е. Хаин [48]. Но если всмотреться подробнее в структуру майкопских прогибов и впадин, теперь уже достаточно хорошо изученную, то мы увидим, что майкопские складки протягиваются не только вдоль черноморской окраины, но и между Кавказом и Крымом, в Керченско-Таманском прогибе, и выходят в Индоло-Кубанский прогиб, по другую сто-


http://jurassic.ru/

рону Кавказа. Они оказываются приурочены к глубоким прогибам (см. рис. 30 и 33), являясь функцией прогибания. Характер самих складок меняется в зависимости от формы прогиба, их вмещающего. Ничем не подтверждается предположение о том, что тонкие пластины мела и эоцена, подстилающие смятые в складки майкопские глины на пологом южном крыле Туапсинского прогиба, не нарушая своего спокойного залегания, поддвигаются под Кавказ.

И, наконец, крайне неестественны построения зон субдукции в непосредственной близости от глубоких впадин, которые прогибались непрерывно в течение всего палеогена, как раз тогда, когда в какой-нибудь сотне километров к северу происходило поддвигание дна Черного моря под Кавказ со скоростью 6—7 см/год [48, с. 10]. Более того, по мнению других исследователей-мобилистов, в сотне километров южнее современного анатолийского побережья, начиная с верхнего мела и до конца олигоцена продолжалась коллизия Понтид с плитой Анатолид — Таврид. А черноморские впадины все это время продолжали непрерывно и равнодушно опускаться. Никаких признаков изменений в их развитии и каких-либо особенностей структуры и реакции на столь бурные и близкие события за весь палеоген подметить на временных разрезах не удается.

### 10.3. О перспективах нефтегазоносности Черноморской впадины

Возрастающие потребности в энергетическом сырье и бурное развитие технических средств для его добычи позволяют считать, что глубоководные акватории в недалеком будущем станут площадями интенсивных поисков залежей углеводородов.

Черноморская впадина, имеющая мощный осадочный чехол, несомненно, представляет интерес для изучения ее перспектив на нефть и газ. Нефтегазоносность обрамления Черного моря доказана работами, начало которым было положено около ста лет назад. Нефтяные залежи Кубани явились одними из первых отечественных месторождений. В настоящее время поиски ведутся и в акватории. Известно Голицынское газовое месторождение. Запасы углеводородов обнаружены скважинами глубокого бурения на румынском шельфе.

Наши представления о перспективах глубоководной впадины основываются на изучении тектоники акватории. Наиболее благоприятными для первоочередных поисков залежей углеводородов, исходя из тектонических факторов, являются следующие участки (рис. 44): 1) погребенные борта впадины; 2) Гудаутский и Очамчирский своды; 3) валы Шатского и Андрусова; 4) площади распространения складок в олигоцен-плиоценовых породах; 5) отдельные крупные поднятия в структуре основания впадины; 6) авандельты и конусы выноса.


http://jurassic.ru/

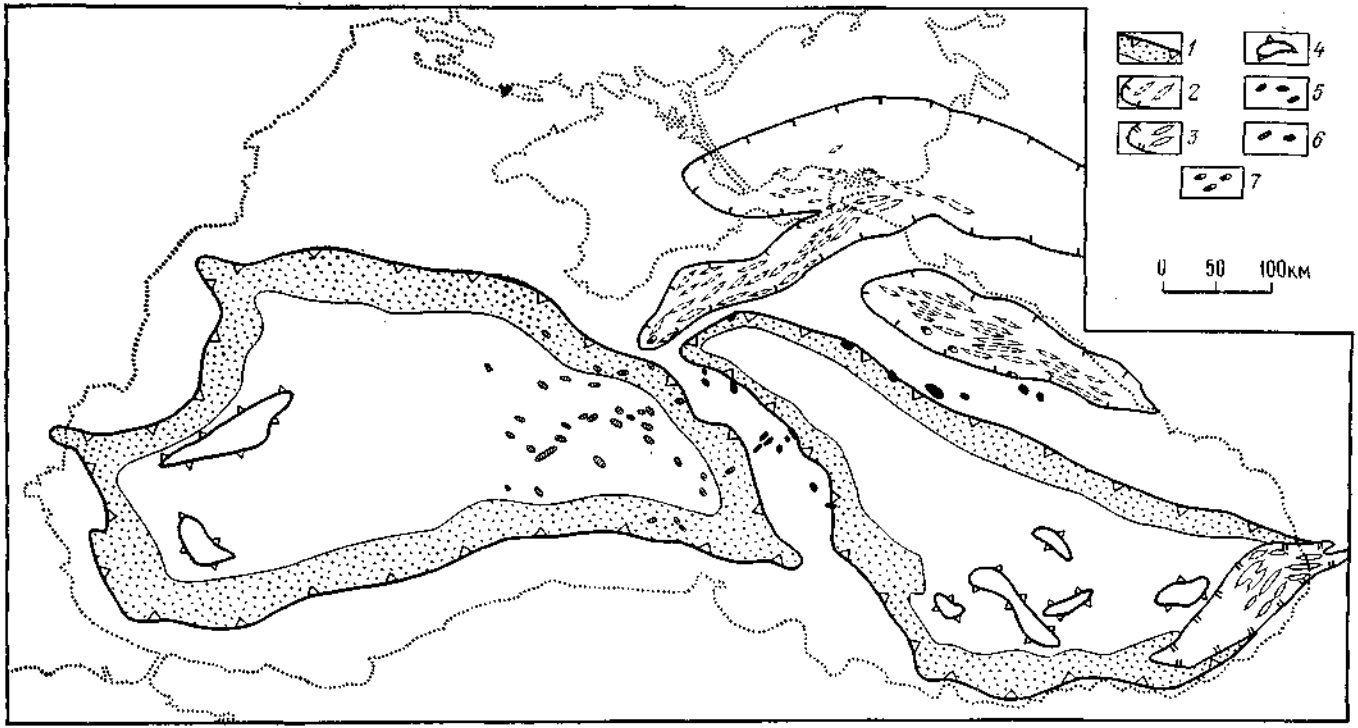



Рис. 44. Структурные зоны Черноморской впадины, перспективные на поиски углеводородов

*1* — склоны палеогеновых впадин; *2* — прогибы преимущественно майкопского возраста со складками диапирового типа; *3* — олигоцен-четвертичные прогибы с унаследованными складками эоцена; *4* — крупные поднятия кровли мезозоя; *5* — аномалии типа «яркого пятна» в отложениях антропогена, приуроченные к выступам мезозойских пород в пределах крупных валов; *6* — то же, в отложениях антропогена и плиоцена, связанные с брахиантиклиналями майкопской толщи Западно-Черноморской впадины; *7* — то же, связанные с мелкими складками внутри майкопских прогибов

Очень интересна с точки зрения поисков залежей нефти и газа область погребенных под осадками бортов Черноморской впадины. Борта впадины в течение кайнозоя были континентальными склонами. Древние континентальные склоны, размываясь, являлись источниками терригенного материала. В верхних их частях могли образовываться рифовые постройки. Все это позволяет надеяться на улучшение коллекторских свойств вблизи древних склонов относительно остальной части абиссали. В процессе развития Черноморской впадины размытая поверхность континентального склона захоронялась под осадками выполнения. Слои выполнения поднимаются вверх, сокращаясь при этом в мощности от центра впадины к соединительному крылу флексуры, ограничивающей впадину.

Таким образом, имеются все предпосылки для широкого распространения у погребенных континентальных склонов залежей неантиклинального типа, для которых размытая поверхность склонов играла роль экрана.

Гудаутский и Очамчирский своды — наиболее крупные поднятия в пределах морского продолжения Грузинской глыбы. Естественно ожидать, что именно в пределы этих сводов происходила интенсивная миграция углеводородов. Разрез этих сводов благоприятен для формирования залежей. Наибольшие перспективы здесь связываются с песчано-глинистыми отложениями верхнего байоса — бата и массивными известняками неокома. Покрышками могут служить пестроцветные соленосные отложения верхней юры и толща глинистых мергелей и туфогенных песчаников альба — сеномана. В северо-западной части Гудаутского свода и на валу Шатского перспективными будут и верхнеюрские отложения, так как пестроцветные толщи замещаются здесь органогенными известняками. Среди известняков неокома и верхней юры возможно присутствие рифогенных массивов, обладающих коллекторами порово-трещинного типа. Признаки рифовых построек уже обнаружены сейсмопрофилями. Кайнозойские отложения, мощность которых на сводах 1—3,5 км, также могут служить резервуарами для накопления углеводородов — миоценовые отложения обогащены здесь песчано-алевритовыми отложениями, глинистые плиоценовые отложения являются надежными покрышками.

Отражающие сейсмические горизонты прослеживаются с Гудаутского свода в пределы вала Шатского, причем характер сейсмической записи практически не меняется. Сохраняются и мощности мезозойских и палеоцен-эоценовых пород. Мощности меловых отложений составляют 1,5—2,0 км, палеоцен-эоценовых — первые сотни метров. Все это позволяет предполагать, что перспективы вала Шатского можно связывать с теми же литолого-стратиграфическими комплексами, что и на Гудаутском и Очамчирском сводах. В сводовой части вала Шатского выделяются локальные поднятия, которые могут образовывать ловушки антиклинального типа. В вышележащих отложениях, имеющих в рай-

http://jurassic.ru/

оне вала Шатского сокращенную мощность, но не участвующих в строении вала, возможны ловушки литологического типа.

Аналогичное строение имеет вал Андрусова, поэтому его перспективы оцениваются так же, как и вала Шатского.

Складки в олигоцен-плиоценовых породах распространены в прогибах Сорокина, Туапсинском, Гурийском, а также на участке глубоководной впадины между Горным Крымом и Понтом.

Прогиб Сорокина является продолжением во впадину Керченско-Таманского прогиба, отложения которого изучены бурением. Майкопские отложения представлены в прогибе глинами. Повышение песчанистости разреза отмечается в миоцен-плиоценовых породах. Поэтому поиски углеводородов можно ориентировать на миоцен-плиоценовые отложения в сводах складок, залегающие на глубинах 2—4 км. Километровая толща верхнеплиоцен-четвертичных отложений, судя по имеющимся данным о ее литологическом составе, способна запечатывать предполагаемые залежи.

Диапироподобные линейные складки Туапсинского прогиба, запрокинутые к югу, с разрывами типа взбросо-надвигов в запрокинутых крыльях, по имеющимся данным, не имеют выхода ядра протыкания на поверхность дна, хотя складки и выделяются в его рельефе. Здесь, в сводах складок, миоцен-плиоценовые породы могут содержать небольшие залежи, а диапировые ядра, вероятно, являются подводящими каналами для поступления углеводородов. Возможны небольшие литолого-стратиграфические залежи и на крыльях складок. Крупных залежей в этих складках, исходя из опыта поисков на суше, ожидать не следует. Как видно на примере Анастасиевско-Троицкого месторождения в Западном Предкавказье, крупные залежи образуются на участках, где диапировое ядро перекрыто достаточно мощными, спокойно залегающими отложениями с хорошими коллекторами. В Туапсинском прогибе перекрытия складок мощными спокойно залегающими породами нет.

В Гурийском прогибе, в отличие от других районов молодой складчатости, складки явно унаследованные, так как хорошо выражены в палеоцен-эоценовых породах. Мощность палеоцен-эоценовых пород здесь 2—3,5 км, а в прогибах Туапсинском и Сорокина, судя по данным сейсморазведки МОГТ, не превышает первых сотен метров. Мощность майкопских отложений в Гурийском прогибе 2,5—3 км против 5—6 км в остальных прогибах. Признаки диапиризма здесь почти не фиксируются. За исключением складки Земо-Натанеби, которая, по всей вероятности, является диапиром, для остальных складок можно говорить о наличии не ядер протыкания, а ядер нагнетания. Перспективы связываются с миоценовыми отложениями. По данным бурения на суше, отложения этого возраста в Гурийском прогибе представлены чередованием песчаников и глин, т. е. коллекторские свойства толщи неплохие. Перекрывают их существенно более глинистые породы плиоцена, мощностью до 1,5 км, являющиеся хорошими покрышками.


http://jurassic.ru/

На площади Черноморской впадины к югу от Горного Крыма на временны́х разрезах фиксируются многочисленные складки (см. рис. 30). Одни из них хорошо выражены в майкопских, миоценовых и плиоценовых отложениях, а отдельные имеют даже диапироподобный облик и характеризуются резким подъемом на крыльях сейсмических горизонтов, связанных с отложениями неогена и увеличением мощности майкопских отложений в ядре складки. Большинство же складок представляют собой пологие брахиантиклинали. Встречаются настолько пологие изгибы, что, по сути дела, складками их назвать уже невозможно. Тем не менее, есть одна характерная особенность, которая объединяет в этом районе большую часть структурных осложнений — на временных разрезах горизонт $II^a$ (кровля эоцена) образует под ними кажущиеся синклинальные изгибы в связи с уменьшением скорости распространения упругих волн в перекрывающих отложениях.

Одной из особенностей волнового поля, наблюдаемой на временных разрезах сейсмических профилей Черноморской впадины, являются локальные аномалии динамических признаков записи — так называемые «яркие пятна». Отмечаются они в верхней части разреза и выражаются увеличением амплитуды, понижением частоты и обращением фазы колебаний. Причиной динамических аномалий являются локальные изменения мощности и литологии горных пород, в том числе наличие нефтегазонасыщения. Нефтегазонасыщение горных пород приводит к изменению их физических свойств, таких, как уменьшение объемной плотности и скорости распространения продольных волн, уменьшение акустической жесткости и, соответственно, изменение величин и даже знаков коэффициентов отражения, увеличение поглощения энергии упругих колебаний. Эти изменения физических свойств и находят отражение в регистрируемом волновом поле.

Динамические аномалии, обусловленные нефтегазонасыщением горных пород, сопровождаются определенными структурными признаками: приуроченностью к антиклинальным перегибам, зонам выклинивания или разрывным нарушениям в кайнозойской толще, прогибанием отражающих границ под зоной аномалии, как следствие уменьшения интервальных скоростей в нефтегазонасыщенных породах, а также локальностью и четкостью на разрезе и в плане. В зонах аномалий может происходить поглощение энергии сейсмических колебаний. С учетом этих признаков были выделены аномалии, соответствующие участкам нефтегазонасыщения в кайнозойской толще (см. рис. 44). Отмечаются они обычно в интервале времени 0,5—1,6 с (400—1700 м) под дном моря в отложениях антропогена и плиоцена, реже в отложениях миоцена. Размер аномальных зон на временных разрезах составляет от 2—3 до 7—10 км. Конфигурация зон в плане из-за недостаточной густоты сети профилей устанавливается не всегда, но по предварительным данным предполагается, что они имеют вытянутую форму в соответствии с простиранием структур.

http://jurassic.ru/

В структурном плане динамические аномалии располагаются в восточной, наиболее погруженной части Западно-Черноморской впадины и в пределах валов Андрусова и Шатского.

В Западно-Черноморской впадине аномалии связаны с упомянутыми выше пологими антиклиналями, которые часто сопровождаются разрывными нарушениями со смещением крыльев разрывов и даже конусами проседания в сводах. Динамические аномалии приурочены к интервалу плиоцен-антропогеновой толщи, иногда отмечаются в виде шапки над поднятием, в антропогене или оперяют с двух сторон отдельные разрывные нарушения, не связанные с поднятием. В последнем случае, по-видимому, имеет место пересечение профилем периферии структуры. Динамические аномалии во впадине обычно сопровождаются поглощением энергии сейсмических колебаний, что выражается в значительном уменьшении амплитуд отражений от более глубоких горизонтов.

На валу Андрусова динамические аномалии отмечаются над выступами пород нижнего комплекса в сводовой части. На валу Шатского можно выделить два типа аномалий. Первый тип — аналогичный аномалиям вала Андрусова. Располагаются эти аномалии в сводовой части вала и над уступом, образующим бровку крутого южного склона, и даже за пределами уступа над северным бортом Восточно-Черноморской впадины. Аномалии первого типа, так же как и аномалии вала Андрусова, характерны тем, что не связаны с явно выраженными антиклинальными перегибами, имеют сравнительно большие размеры в плане и значительный интервал по глубине, обязательно сопровождаются разрывными нарушениями. Аномальные зоны сопровождаются также интенсивным прогибанием на временны́х разрезах нижележащих горизонтов, обусловленным уменьшением интервальных скоростей.

Вдоль северного борта вала Шатского отмечается цепочка аномалий второго типа. Они характерны своей приуроченностью к явно выраженным антиклинальным перегибам, которые не нарушены разрывами, и располагаются над выступами пород нижнего комплекса. Под аномалиями не отмечается значительного прогибания нижележащих горизонтов, как под аномалиями первого типа.

Отмеченные на рис. 44 динамические аномалии группируются в основном в центральной части моря и их очень мало на периферии Черного моря. Видна связь аномалий с пликативными и разрывными дислокациями в верхней части чехла. Разрывы могут быть каналами, по которым углеводороды поднимаются в верхние слои, а антиклинали и зоны выклинивания могут являться их ловушками. В западной части Западно-Черноморской впадины и в Восточно-Черноморской впадине, где дислокации в верхней части чехла почти отсутствуют, динамические аномалии также отсутствуют. На участках впадины, где проявилась интенсивная складчатость (Туапсинский прогиб, прогиб Сорокина,


http://jurassic.ru/

Гурийский прогиб), сложная сейсмическая запись не позволяет выделить подобные аномалии.

Выборочно была произведена специальная обработка некоторых участков временны́х разрезов с наличием динамических аномалий. Обработка включала комплекс процедур, обеспечивающих восстановление и сохранение на временны́х разрезах истинных соотношений амплитуд, определение горизонтальных спектров эффективных скоростей и частоты записей для различных горизонтов. В качестве примера такой обработки приводится участок временно́го разреза на профиле 56 (рис. 45). На разрезе на времени 3,75—4,20 с в интервале пикетов 25—30 отмечается четкая динамическая аномалия. Она выражается увеличением амплитуды, понижением частоты и обращением фазы на краях зоны. Обработка с сохранением истинных амплитуд значительно повышает контрастность аномалии и выявляет область поглощения энергии под аномалией, что проявляется в уменьшении амплитуд горизонта на времени 4,1—4,2 с. Горизонтальные спектры, вычисленные для горизонта В, свидетельствуют об уменьшении эффективных скоростей на 30—40 м/с и частоты записи на 8—10 гц. Уменьшение скоростей распространения упругих волн вызывает фиктивное прогибание нижележащих границ под зоной аномалии. На этом же разрезе представлена еще одна динамическая аномалия в интервале пикетов 20—25 на времени 4,4 с, приуроченная к зоне выклинивания и также характеризующаяся значительным увеличением амплитуды, некоторым понижением частоты и наличием дифрагированной волны на правом краю зоны. В пределах аномалии отмечается также уменьшение эффективных скоростей. Результаты обработки с учетом конкретных структурных условий позволяют предположить наличие здесь газовых залежей.

В глубоководной впадине по отражающему горизонту Н обнаружен ряд крупных поднятий: Дружбы, Полшкова, Муратова, Чихачева, Страхова, Джанелидзе. Их своды по горизонту Н залегают на глубинах 6—8 км. Амплитуды составляют 3—4 км. Все они представляют некоторый интерес с точки зрения оценки перспектив нефтегазоносности, но вследствие больших глубин залегания не являются первоочередными объектами изучения. Кайнозойские отложения выполнения впадины участвуют в строении только поднятия Дружба. Плиоценовые отложения на своде этой антиклинали находятся на глубине всего около 3 км. Поэтому свод антиклинали интересен для поисков залежей в широком стратиграфическом диапазоне.

В пределах Черноморской глубоководной впадины зафиксированы крупные четвертичные конусы выносов Дуная, Дона — Кубани, Мзымты, Кодори, Ингури, Риони. Все они хорошо записаны на временных разрезах, где выражены раздувами отложений. Наиболее обширный конус выноса Дуная слагается из многих накладывающихся друг на друга конусов, образовавшихся в различные отрезки четвертичного времени. Нашими исследованиями обнаружены и закартированы плиоценовые конусы выноса



http://jurassic.ru/

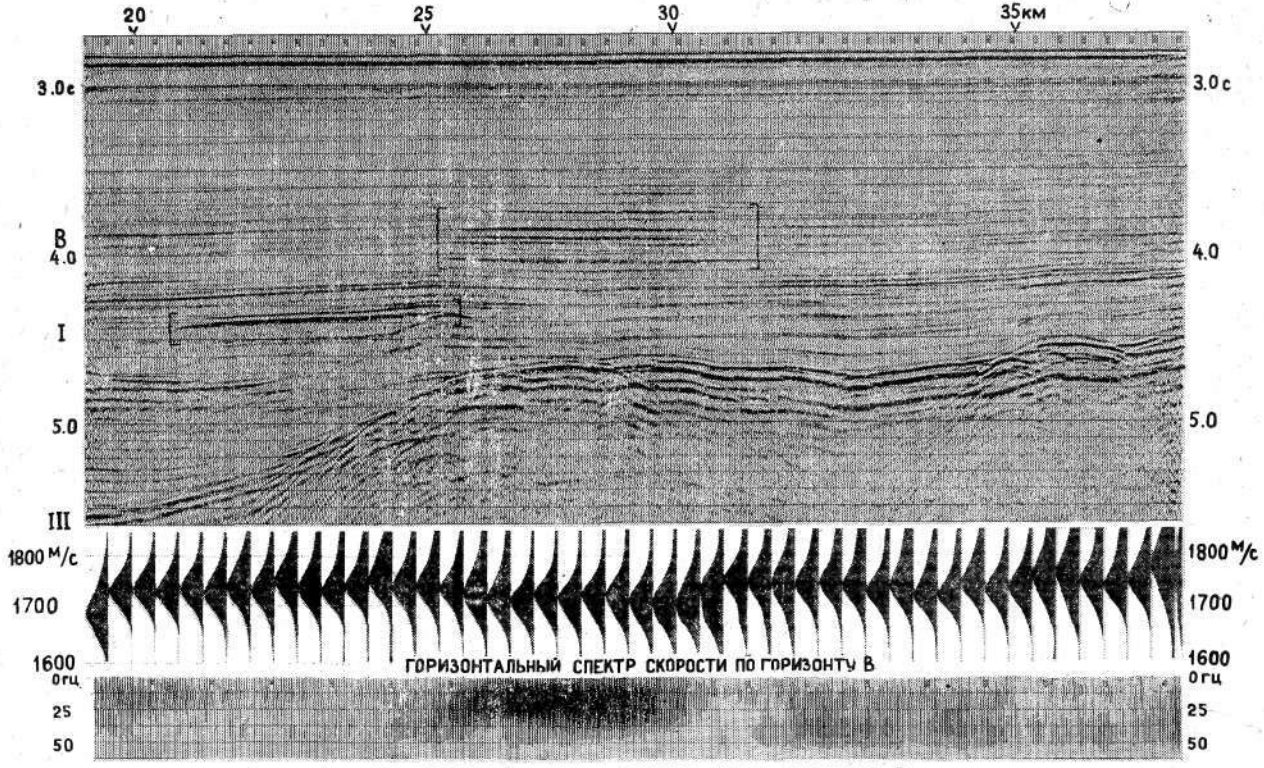



Рис. 45. Динамические аномалии типа «яркого пятна» (отмечены квадратными скобками) на временном разрезе, обработанном с восстановлением истинных амплитуд. Обработка Е. С. Ханжияна

http://jurassic.ru/

палео-Камчии. Несомненно, в толще осадочного выполнения содержатся отложения авандельт и конусов выноса других рек миоцен-плиоценового и майкопского времени, поиски которых — задача дальнейших исследований. До последнего времени считалось, что объектами повышенных перспектив нефтегазоносности являются авандельты, а отложения конусов выноса представлены глинами и не обладают хорошими коллекторскими свойствами. Однако в последние годы выяснилось, что подводные конусы выноса содержат многочисленные прослои грубообломочного материала, которые рассматриваются как резервуары для накопления углеводородов. Пласты-коллекторы надежно запечатываются перекрывающими их глинистыми отложениями.

### 10.4. Задачи дальнейших исследований

Изложенные результаты изучения геологического строения столь глубокой впадины достигнуты только благодаря систематическим сейсморазведочным работам МОГТ. Но это лишь первые шаги. Сгущение сети сейсмопрофилей приведет к резкому увеличению наших знаний геологии акватории, так как почти каждый новый профиль, кроме простого приращения фактического материала, позволит извлечь из ранее отработанных профилей данные, которые до этого не могли быть замечены. Поэтому даже без улучшения техники морской сейсморазведки (возможности которой далеко не исчерпаны), только с помощью дополнительных профилей мы можем получить значительные новые сведения о геологическом строении Черноморской впадины.

Ближайшие задачи дальнейшего изучения геологии Черного моря следуют из предыдущих разделов этой главы.

Прежде всего, привлекают внимание склоны черноморских впадин, эти длительно развивавшиеся громадные флексуры. В первом приближении строение их выяснено, но многие важнейшие особенности их структуры требуют гораздо более пристального изучения. Необходимо более дробное стратиграфическое расчленение выклинивающихся толщ, по возможности определение их литологии, прослеживание зон выклинивания по простиранию склонов, выяснение характера бровок склонов, возможного наличия куполов на верхних коленах флексур.

Далеко не достаточно изучено строение глубоких «майкопских» прогибов. Еще не закартированы поверхность мезозоя и кровля эоцена в Керченско-Таманском прогибе, не выяснены соотношения складок майкопских отложений с деформациями подстилающих пород, неясна структура крутых бортов прогибов, нуждается в уточнении характер перехода прогиба Сорокина в Керченско-Таманский.

Заслуживают гораздо более подробного картирования (с применением специальных программ для обработки временных разрезов) складки майкопских отложений в этих прогибах, а также одновозрастные складчатые деформации в Западно-Черноморской


http://jurassic.ru/

впадине и Гурийском прогибе. Сравнительный анализ этих складчатых структур, лишь намеченный в разделе 9.3, может привести к весьма интересным выводам об истории формирования вмещающих их прогибов и впадин.

При специальной геофизической обработке даже имеющихся временны́х разрезов могут быть существенно уточнены особенности строения плиоцен-четвертичных отложений Черноморской впадины. Массовое определение пластовых скоростей по всему их разрезу, изучение динамических характеристик записи, увязка сейсмопрофилей с разрезами глубоководных скважин 379 и 380 позволят, возможно, дать и литологическую интерпретацию временны́х разрезов. Проведение дополнительных сейсмоакустических профилей с многоканальной записью обеспечит значительно более подробное изучение верхних 600—800 м разреза четвертичных отложений, выделение отдельных крупных элементов аванделът и конусов выноса.

С подробным изучением неоген-четвертичных отложений впадины тесно связаны и специальные исследования так называемых «ярких пятен», описанных в предыдущем разделе. Необходимо систематическое их исследование на всех обнаруженных площадях, а также поиски новых участков.

Весьма интересная и новая задача — выяснение характера сочленения палеогеновых флишевых прогибов Балкан и Аджаро-Триалет с одновозрастными глубокими черноморскими впадинами. Ее можно решить только проведением дополнительных сейсморазведочных работ с высоким качеством сейсмозаписи.

Наконец, необходимы сейсморазведочные работы с применением более совершенной аппаратуры для изучения строения мезозойских отложений валов, континентального склона и улубоководной впадины. Возможность получения достаточно хороших записей мезозойских отражающих горизонтов установлена уже выполненными сейсмопрофилями. Научное значение исследования мезозойских отложений в наиболее прогнутой части Черноморской впадины трудно переоценить. Выяснение разреза мезозоя на валах и бортах впадины имеет и большое практическое значение.

В заключение хотелось бы высказать некоторые соображения о характере геологических исследований дна океана, возникающие из опыта работ в Черном море.

Геологическую изученность океана кратко можно охарактеризовать так: редкие наблюдения — широкие выводы. Определение это справедливо несмотря на огромное количество разнообразных исследований, выполненных на сегодняшний день в океане. Ведь если соотнести их с размерами океана, то изученность его сравнительно с континентами окажется ничтожно малой. В то же время сделаны далеко идущие выводы. На основе общих представлений, возникших в результате разрозненных маршрутных исследований, описываются также и частные особенности геологического строения дна океана.

Для того, чтобы вырваться из круга гипотетических построений,



http://jurassic.ru/

необходимо основное внимание обратить на конкретные исследования геологии океана, такие, например, как картирование осадочного слоя по площади, прослеживание и корреляция отдельных его горизонтов, отыскание переходов осадочных отложений к одновозрастным им базальтовым покровам, изучение форм базальтовых тел, выяснение внутренней структуры «второго слоя» (известны примеры переслаивания базальтов «второго слоя» с осадочными породами), тщательное изучение рельефа дна, особенно в тех местах, где по профилям с большим искажением масштаба часто рисуются разломы. Основой этих и подобных исследований может быть только систематическая площадная съемка, выполняемая геологически высокоинформативным и скоростным методом. Здесь равных себе не имеет сейсморазведка МОВ в различных ее модификациях (от метода ОГТ до многоканальной сейсмоакустики), которая, как показал опыт работ в Черном море, является главным инструментом геолога для исследования геологического строения акваторий, особенно глубоководных.

http://jurassic.ru/

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1 *Аджаро-Триалетский прогиб* и проблема образования глубоководной впадины Черного моря /Ш А Адамия, И П Гамкрелидзе, Г С Закариадзе, М Б Лордкипанидзе — Геотектоника, 1974, № 1, с 78—94

2 *Архангельский А. Д., Страхов Н М.* Геологическое строение и история развития Черного моря М —Л , Изв АН СССР, 1938, 200 с

3 *Белоусов В В* Некоторые общие вопросы тектоники области сопряжения Крыма и Кавказа (в связи с проблемой происхождения складчатости) — В кн Проблемы тектонофизики М , Гостеолтехиздат, 1960, с 261—276

4 *Борисов А А* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным М , Недра, 1967, 304 с

5 *Борисов А А., Косыгин Ю. А* Применение геофизических методов исследования при изучении тектонических структур — В кн Методы изучения тектонических структур, вып 11 Изд во АН СССР, М , 1961, с 142—215

6 *Вахания Е К.* Геологическое строение Колхидской низменности (в связи с нефтегазоносностью) — Труды Груз отд ВНИГНИ, вып 151 Тбилиси 1973, 336 с

7 *Гамкрелидзе И П.* Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза — Труды Геол ин-та АН Груз ССР, нов серия, вып 52 Мецниереба, Тбилиси, 1976, 226 с

8 *Геологическая история* Черного моря по результатам глубоководного бурения М , Наука, 1980, 202 с

9 *Геологическое строение* и перспективы нефтегазоносности меловых отложений Таманского полуострова и южной части Азовского моря /Ф К Байдов, А И Дьяконов, В И Корнеев и др — Геология нефти и газа, 1977, № 1, с 25—29

10 *Геологическое строение* Черноморской впадины Д А Туголесов, А С Горшков, Л Б Мейснер и др — Докл АН СССР, 1983, т 269, № 2, с 440—444

11 *Геологическое строение* южного склона Керченско Таманской зоны Е Ф Шнюков, В Е Захаров В М Алёнкин, А Ю Глебов — Геологический журнал, 1979, т 39, № 4, с 121—127

12 *Геология* и гидрология западной части Черного моря Изд во Болг АН, София, 1979, 292 с

13 *Геология* и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей/ В В Бобылев, В Е Железняк, Ю В Шиманов и др — М , Недра, 1979, 184 с.

14 *Геология СССР*, т VIII, Крым Геологическое описание М , Недра, 1969, 575 с

15 *Геология СССР*, т IX, Северный Кавказ Геологическое описание М , Недра, 1968, 759 с

16 *Геология СССР*, т X, Грузинская ССР Геологическое описание М , Недра, 1964, 655 с

17 *Геолого-геофизическое исследование* болгарского сектора Черного моря. Изд во Болг АН, София, 1980, 318 с

18 *Гончаров В П , Непрочнов Ю. П , Непрочнова А. Ф* Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины М , Наука, 1972, 158 с

19 *Горшков А С* О морском продолжении Аджаро-Триалетской складчатой системы — Геотектоника, 1983, № 4, с 111—120

20 *Детальное сейсмическое зондирование* земной коры в Черноморской впадине/Ю П Непрочнов, И Н Ельников, А Ф Непрочнова и др — Докл АН СССР, 1976, т 230, № 4, с 924—927

21 *Диапировые складки* в Черном море к югу от Горного Крыма/ /В В Калинин, Ю Г Моргунов, В Г Гайнанов и др — Докл АН СССР, 1976, т 228, № 5, с 1159—1162

22 *Земная кора* и история развития Черноморской впадины М , Наука, 1975, 358 с




http://jurassic.ru/

23. *Корнев О. С.* Аномалии и структуры Азово-Черноморского региона — Геотектоника, 1982, № 3, с. 86—97.

24 *Корсаков О. Д., Юнов А. Ю.* О строении некоторых участков континентального склона северной части Черного моря — В кн. Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР Изд-во Киевского ун-та, вып 4, 1970, с 18—23

25 *Лалиев А. Г., Зиракадзе М. И.* О границе между Грузинской глыбой и Аджаро-Триалетской складчатой системой в юго-западной Грузии — Тр. Груз. политехн ин-та, вып 8(156), Геология Тбилиси, 1972, с. 41—45

26 *Лебедева Н. Б* Условия и некоторые вопросы механизма образования глиняных диапиров Керченско-Таманской области — В кн Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования М., Изд-во АН СССР, 1962, с 219—240

27 *Леонов Г. П.* К вопросу о соотношении и типе геологического развития Аджаро-Триалетской и Восточно-Понтийской тектонических единиц — Вестник МГУ, сер геол., 1971, № 3, с 27—44

28 *Мейснер Л. Б.* Значение олигоцен миоценового прогибания в истории развития Черноморского региона — Изв. вузов Геол и разведка, 1981, № 9, с 23—27

29 *Мейснер Л. Б., Туголесов Д. А.* Верхнекайнозойские прогибы дна северо восточной части Черного моря — Геотектоника, 1981, № 6, с 109—119

30 *Милановский Е. Е* Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса — Вестник МГУ, сер. геол., 1967, № 1, с 27—43

31 *Муратов М. В* История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение — Бюлл МОИП, отд геол 1955, т 30, в 5, с 27—50

32 *Муратов М. В., Непрочнов Ю. П* Строение дна Черноморской котловины и ее происхождение — Бюлл МОИП, отд геол., 1967, т 42, в 5, с 40—58

33 *Опыт* изучения стратиграфии кайнозойских отложений Черного моря/ Д А Туголесов, А С Горшков, Л Б Мейснер и др — Сов геология, 1983, № 6, с 73—82

34 *Основные элементы* тектоники южного крыла Крымского мегантиклинория (Черное море)/Ю Г Моргунов, А В Калинин, В В Калинин и др — Геотектоника, 1979, № 4, с 90—97

35 *Пекло В. П., Маловицкий Я. П., Сидоренко С. Ф* Геологическое строение Тамани, западного погружения Кавказа и притаманской части Черного моря — В кн Тектоника и сейсмичность Причерноморья и Черноморской впадины Кишинев, Штиинца, 1974, с. 109—114

36 *Прогноз* поисков нефти и газа на юге УССР и на прилегающих акваториях/А Т Богаец, Б И Денега, А Е Каменецкий и др — Труды УкрНИГРИ, вып XXX М., Недра, 1981, 240 с

37 *Результаты* геолого-геофизических работ и направления дальнейших исследований на нефть и газ в акваториях южных морей СССР/И А Гаркаленко, М Р Пустильников, О Д. Корсаков и др — Обзор Сер XIII Морская геология и геофизика М., ВИЭМС, 1976, 59 с

38 *Структура* осадочного чехла юго восточной части Черного моря по сейсмическим материалам/Ш. А Басенцян, А И Пилипенко, Ю И Свистунов и др — Изв АН СССР, сер геол., 1981, № 10, с. 5—18

39 *Структурные особенности* осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования/А Л Яншин, Я П Маловицкий, В Н Москаленко и др — Бюлл МОИП, отл геол., 1977, т 52(5), с 42—69

40 *Тектоника* западной части Черного моря/В Андреев, Е Луцук, Ю Шиманов и др — Geologica Balkanica, 11, 4 Sofia, Dec., 1981, p 3—18

41 *Тектоника* и история развития северо-западного шельфа Черного моря/ /Ю Г Моргунов, А В Калинин, В В Калинин и др — М., Наука, 1981, 242 с

42 *Тектоника* области сочленения Кавказа и Крыма/В М Андреев, Р А Казанцев, В А Панаев и др — В кн Тектоника и стратиграфия, вып 20 Наукова думка, 1981, с 22—28

43 *Тектоника* области Черного и Азовского морей/Б К Балавадзе,



http://jurassic.ru/

В Е Бураковскии, И А Гаркаленко и др — Геотектоника, 1968, № 4 с 70—84

44 *Тектоносфера* Земли М , Наука, 1978, 530 с

45 *Туголесов Д А.* Современная структура Черноморскои впадины — Сов геология, 1976, № 7, с 72—86

46 *Туголесов Д А, Соловьев В В, Мейснер Л. Б* Некоторые особеи ности строения майкопских отложений Индоло Кубанского прогиба (по данным морской сейсморазведки) — Докл АН СССР, 1981, т 259, № 5, с 1185—1187

47 *Туголесов Д А, Соловьев В В, Горшков А С* Структура Черномор ской глубоководной впадины — В кн Структурная неоднородность океанов. Владивосток, Изд-во ДВНЦ, 1983, с 117—130

48 *Хаин В Е* Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа — Геотектоника, 1982, № 4, с 3—13

49 *Чекунов А. В.* Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР Киев, Наукова думка, 1972, 176 с

50 *Шимкус К М, Маловицкий Я П, Шуменко С И.* Коренные породы со дна Черного моря — В кн : Геолого-геофизические исследования Средиземного и Черного морей Ин т океанологии АН СССР, М , 1979, с 26—44

http://jurassic.ru/

## ОГЛАВЛЕНИЕ


Предисловие . . . . . 3
**Глава 1. История геологических исследований Черноморской впадины** . 4
1.1. Формирование представлений о структуре и происхождении Черноморской впадины. Первые шаги в изучении донных отложений . . . 4
1.2. Изучение земной коры впадины . . . . . 8
1.3. Изучение структуры осадочного выполнения впадины сейсморазведкой МОГТ . . . . . 16
**Глава 2. Тектоническое районирование Черноморской впадины и вопрос о названиях структур** . . . . . 23
**Глава 3. О методах исследований** . . . . . 30
3.1. Методы установления глубинных разломов по геологической интерпретации гравитационного и магнитного полей . . . . . 31
3.2. Оценка строения земной коры по результатам ГСЗ . . . . . 36
3.3. Приемы геологической обработки материалов сейсморазведки МОГТ 41
3.4. О методике морских сейсморазведочных работ и обработке сейсмических материалов . . . . . 44
3.5. Определение скоростей распространения упругих волн при работах МОГТ в Черном море . . . . . 45
**Глава 4. Западный и северо-западный шельф** . . . . . 48
4.1. Строение кайнозойского осадочного покрова северо-западного шельфа 50
4.2. Строение меловых отложений северо-западного шельфа . . . . 54
4.3. Геологическое строение западного побережья . . . . . 57
4.4. Строение домеловых отложений северо-западного шельфа . . . . 64
4.5. Строение западного шельфа . . . . . 68
**Глава 5. Крымско-Таманский район** . . . . . 74
5.1. Строение домайкопских отложений . . . . . 76
5.2. Строение майкопских отложений . . . . . 80
5.3. Строение миоцен-четвертичных отложений . . . . . 90
**Глава 6. Туапсинский прогиб** . . . . . 94
**Глава 7. Гудаутско-Очамчирский район** . . . . . 102
7.1. Строение кайнозойских отложений . . . . . 102
7.2. Строение меловых и юрских отложений . . . . . 110
**Глава 8. Аджаро-Гурийский район** . . . . . 120
8.1. Тектонические зоны Юго-Западной Грузии и представления о продолжении их в море . . . . . 120
8.2. Строение палеоцен-эоценовых отложений . . . . . 123
8.3. Строение олигоцен-четвертичных отложений . . . . . 138
**Глава 9. Глубоководная впадина** . . . . . 146
9.1. Структура впадины по кровле мезозоя . . . . . 147
9.2. Строение палеоцен-эоценовых отложений . . . . . 160
9.3. Строение майкопских отложений . . . . . 168
9.4. Строение отложений неогена и антропогена . . . . . 172
9.5. Особенности строения континентальных склонов . . . . . 181
9.6. О строении докайнозойских отложений . . . . . 186
**Глава 10. Некоторые теоретические и практические выводы** . . . . 193
10.1. Особенности строения и формирования Черноморской впадины . . 193
10.2. Значение новых данных для оценки общетектонических построений 198
10.3. О перспективах нефтегазоносности Черноморской впадины . . 201
10.4. Задачи дальнейших исследований . . . . . 209
Список литературы . . . . . 212


http://jurassic.ru/