

А. В. ЧЕКУНОВ

## ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ АЗОВО-КУБАНСКОЙ ВПАДИНЫ В ВЕРХНЕМЕЛОВУЮ ЭПОХУ

Тектоническая структура верхнемеловых отложений Азово-Кубанской впадины уже была кратко рассмотрена нами ранее. В предлагаемой статье мы попытаемся проанализировать историю развития и особенности геотектонического режима впадины в верхнемеловую эпоху.

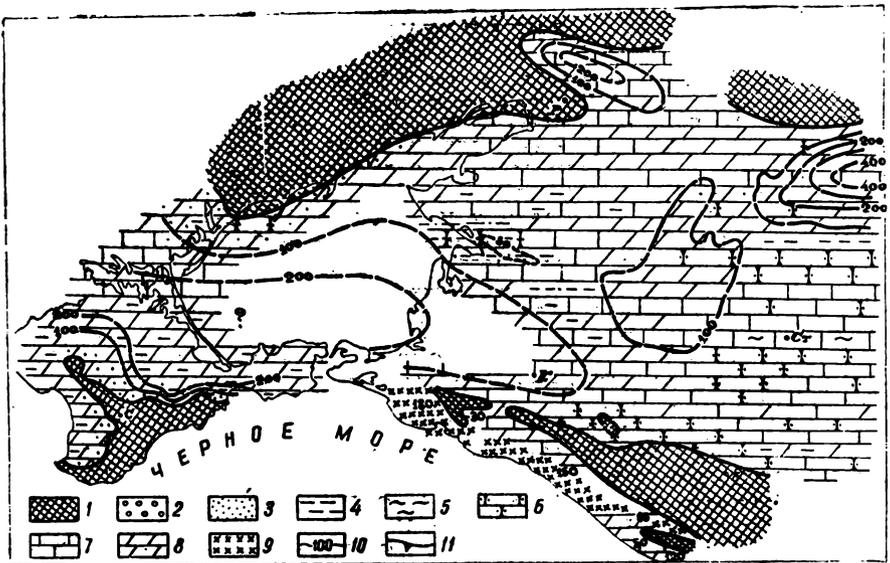


Рис. 1. Схематическая карта изопакит и литофаций отложений сеномана.

Условные обозначения для рисунков 1—5:

1 — области отсутствия отложений, 2 — гравелиты и конгломераты, 3 — песок, 4 — глина, 5 — аргиллит, 6 — песчаник и (или) алевролит, 7 — известняк, 8 — мергель, 9 — флиш, 10 — изопакиты, 11 — направление возрастания мощности. С — Симферополь, Р — Ростов, К — Краснодар, Ст. — Ставрополь

В литературе можно найти, главным образом, самые общие представления по этому вопросу. Лишь в работах последнего времени верхнемеловая история отдельных участков Азово-Кубанской впадины освещалась несколько подробнее.

Наш анализ основан на последовательном сопоставлении мощностей, литофации и взаимоотношений, выполняющих впадину составных частей (ярусов) верхнемелового отдела. Нами составлена серия соответствующих карт изопакит и литофаций, предлагаемая вниманию читателя (рис. 1—6). Карты созданы с учетом всего фактического геологического материала, полученного по 1956-г. включительно, а также частич-

но материалов 1957 г. Учтены и использованы карты изопакит и литофаций, составленные Б. М. Келлером [1] для складчатой зоны Северо-западного Кавказа и О. П. Смирновой для Крыма. При составлении карты суммарных мощностей отложений верхнего мела максимально



Рис. 2. Схематическая карта изопакит и литофаций отложений турона — коньяка — сантона.

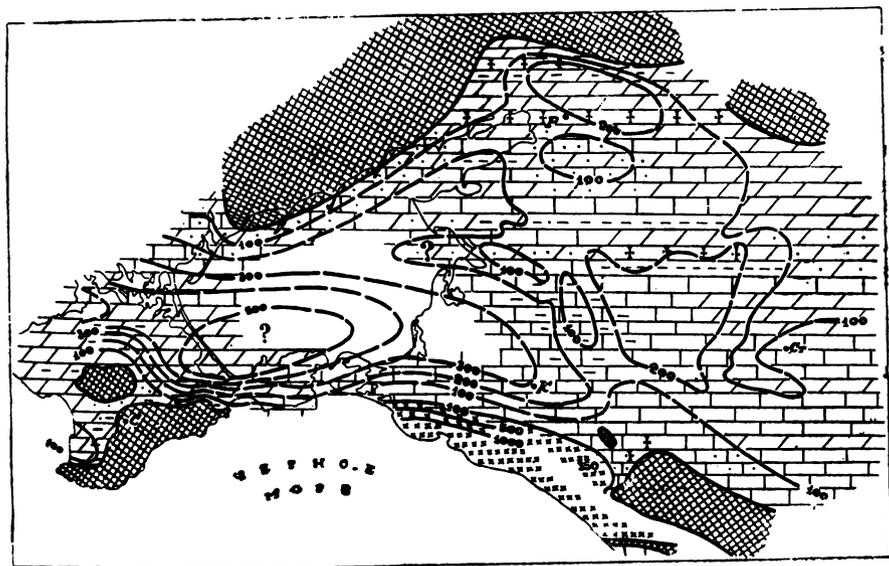


Рис. 3. Схематическая карта изопакит и литофаций отложений кампана.

использованы, кроме того, материалы сейсморазведки. Анализ этих материалов в сопоставлении с данными бурения позволил достаточно уверенно определить характер изменения мощностей верхнемеловой толщи на значительной части территории впадины.

Под влиянием развивающихся альпийских геосинклинальных прогибов Крыма и Северо-западного Кавказа платформенный режим, установившийся в результате герцинского этапа на большей части террито-

рии будущей Азово-Кубанской впадины, на различных участках в различные моменты времени сменяется режимом нисходящих движений. Этот процесс образования Азово-Кубанской впадины наметился, по-видимому, еще в среднеюрскую (?) эпоху (отложения доггера условно выделены в Сакском районе в Степном Крыму, где они залегают на

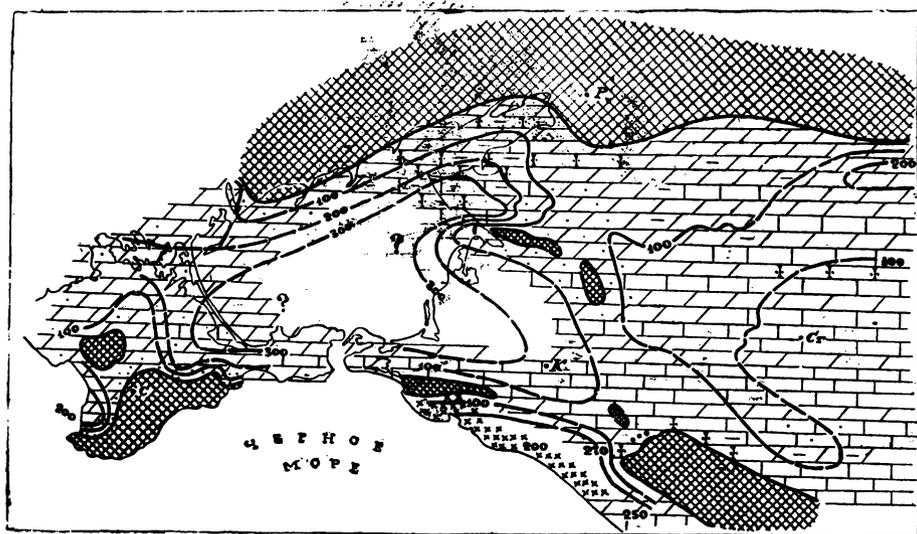


Рис. 4. Схематическая карта изопохит и литофаций отложений маастрихта.

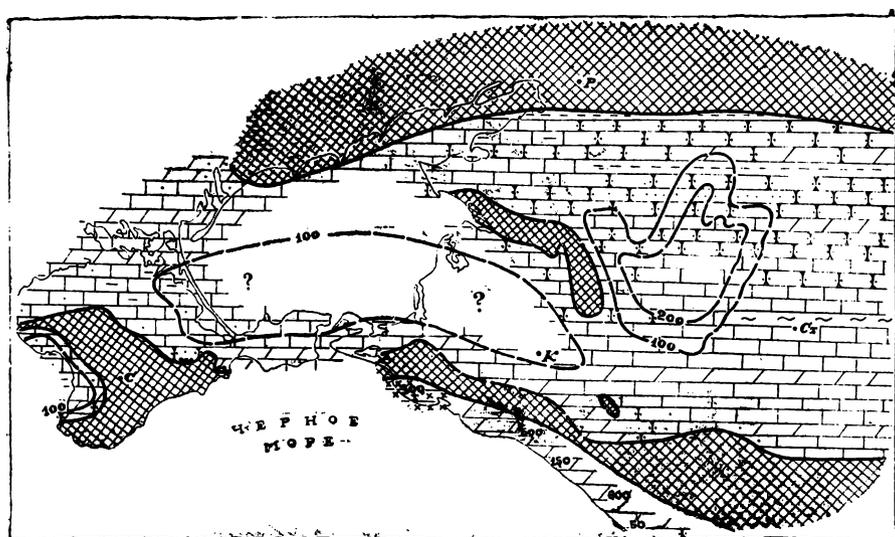


Рис. 5. Схематическая карта изопохит и литофаций отложений дата.

породах палеозоя). Однако наиболее активно он проявлялся в конце нижнемеловой эпохи — в альбе. В это время произошло решительное наступление морского бассейна из пределов альпийской геосинклинали на север.

В верхнемеловую эпоху втягиваются в опускание последние участки Азово-Кубанской впадины, оставшиеся до этих пор приподнятыми. Нисходящие движения охватывают все новые части эпигерцинской платформы и Украинского кристаллического массива. Трансгрессия, активно проявившаяся еще в нижнемеловую эпоху, достигает своего максимума.

В крайних северных районах Азово-Кубанской впадины осадки верхнего мела залегают непосредственно на коре выветривания пород докембрия (юг УССР, скважины г. Таганрога и г. Ростова) или карбона (районы к северу от г. Ростова). Морской бассейн достигает огромных размеров. По данным В. Н. Соболевской [2], уже в сеноманский век он покрывал всю территорию приазовской части Украинского кристаллического массива.

Отсутствие активных областей размыва обусловило почти повсеместное отложение литологически однообразных карбонатных толщ (см. рис. 1—5). Иногда в карбонатах появляется примесь терригенного материала, содержание которого, в общем небольшое, увеличивается по мере приближения к зонам поднятий. Роль терригенного материала особенно заметно возрастает в связи с усилением поднятий в конце верхнемеловой эпохи (датский ярус), когда он местами совершенно вытесняет карбонатные образования (см. рис. 5).

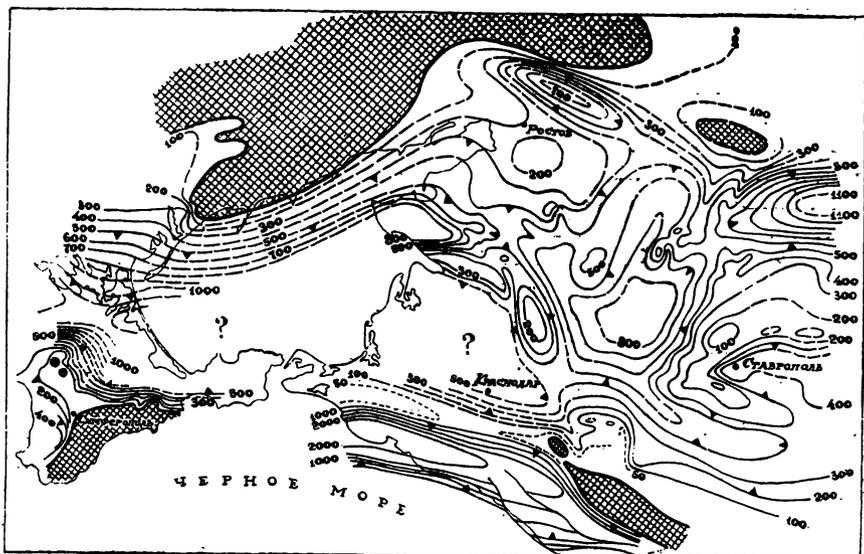


Рис. 6. Схематическая карта изопахит и отложений верхнего мела.

В верхнемеловую эпоху завершается процесс образования Азово-Кубанской впадины, начавшийся в Крыму, по-видимому, еще в доггере (?). Впадина, как видим, в своих различных частях является разновозрастной: более древней — юрской — в Крыму, и вероятно, вдоль южной периферии в Северо-западном Предкавказье (здесь, по-видимому, располагались краевые части юрских геосинклинальных прогибов Северо-западного Кавказа) альбской — на большей части своей территории и верхнемеловой — в северных пограничных районах.

В геосинклинали Большого Кавказа в верхнемеловую эпоху, как и ранее в нижнем мелу, не наблюдается заметной перестройки геотектонического плана [3, 4]. В пределах геосинклинального прогиба Северо-западного Кавказа, ограничивавшегося с севера Кубанско-Адыгейской кордильерой, продолжалось флишеобразование, достигшее своего расцвета в кампане.

В течение верхнемеловой эпохи в платформенной части Азово-Кубанской впадины отчетливо «просвечивает» древний, по-видимому, герцинский, тектонический план, обуславливающий подразделение указанной территории на ряд подчиненных поднятий и прогибов.

В Крыму опускания были очень значительными в пределах Сивашской впадины и западной части Тарханкутского вала, где только вскры-

тая мощность отложений верхнего мела составляет 1049 м (Джанкойская опорная скважина, забой в туроне) и 1848 м (Тарханкутская опорная скважина, забой в сеномане). В то же время восточная часть Тарханкутского вала в сочетании с Симферопольским выступом составляли зону, проявлявшую в течение верхнемеловой эпохи относительные или абсолютные геосинклинальные тенденции. Так, на Новоселовской площади осадки верхнего мела имеют сильно сокращенные мощности или отсутствуют совершенно. В разрезе наблюдаются перерывы. Так, в частности, в ряде скважин констатировано налегание отложений маастрихта или кампана непосредственно на сеноманских. Аналогичная картина наблюдается на Симферопольском выступе. Здесь мощности осадков верхнего мела также сильно редуцированы вплоть до полного их отсутствия (район сс. Мазанка — Давыдово), в разрезе имеются перерывы.

В платформенной части Северо-западного Предкавказья пространственная дифференцированность геотектонического режима отчетлива. Исходя как из данных бурения, так и из материалов сейсморазведки методом отраженных волн, хорошо согласующихся между собой, удается наметить и с различной степенью детальности очертить основные зоны относительных поднятий и опусканий (см. рис. 6).

Сравнительно сокращенные мощности верхнемеловых отложений можно констатировать для района г. Ростова, а также к северо-западу, югу и юго-востоку от него для зоны Сальского поднятия, положительных структур Ставропольского поднятия, Каневского поднятия и Березанского выступа. Березанский выступ и Каневское поднятие в течение верхнего кампана, маастрихта и датского века, по-видимому, являлись островами (или островом), о чем свидетельствует выпадение из разреза верхнего мела отложений соответствующего возраста. Не исключено, впрочем, что эти осадки были уничтожены, палеоценовой трансгрессией.

Севернее г. Ростова и прилежащих к нему районов намечается зона повышенного верхнемелового прогибания (Персиановская скважина). Этот прогиб, замкнувшийся в кампане (на осадках сантон—кампана залегают породы эоцена небольшой мощности) и не выраженный в современной структуре кровли верхнемеловых отложений [5] (см. рис. 1), мы назовем Новочеркасским.

Севернее Каневского поднятия намечается параллельная ему по простиранию, открывающаяся в сторону Азовского моря и соединяющаяся на востоке через относительную перемычку с Восточно-Кубанским прогибом, зона повышенных мощностей отложений верхнего мела, постепенно возрастающих к западу. Прогиб этот мы будем называть Ейским. Уже в конце верхнемеловой эпохи намечаются признаки замыкания прогиба, о чем свидетельствует отсутствие отложений датского яруса в разрезе Ясенской скважины, на участке которой до этого происходило весьма значительное прогибание (мощность дополнительных отложений верхнего мела равна 845 м). В связи с этим становится менее выраженным расположенное южнее Каневское поднятие.

Следующая крупная область усиленных верхнемеловых опусканий намечается между Березанским выступом на западе, Калниболотским выступом на севере, достаточно рельефно проявлявшем себя в течение рассматриваемой эпохи, Сальским поднятием на северо-востоке, Северо-Ставропольским валом на востоке и Адыгейским выступом на юге. Эта зона усиленных опусканий, намечаемая по данным бурения и, частично, сейсморазведки, в грубых чертах соответствует западной наиболее прогнутой части структуры Восточно-Кубанского прогиба. Занимаемая зоной территория, однако, заметно шире той, которую охватывают контуры западной части Восточно-Кубанского прогиба, намеченные по верхам отложений эоцена. Это обстоятельство свидетельствует о постепен-

ном сокращении со временем размеров Восточно-Кубанского прогиба.

Рассматриваемая зона увеличенных верхнемеловых опусканий имеет пальцеобразные ответвления в направлении ст. Павловской (к Ейскому прогибу), вдоль Сальского поднятия, южнее Ставропольского поднятия в виде Беломечетской синклинали и открывается в пределы Индоло-Кубанского прогиба, сочленяясь с ним через относительную перемычку.

К сожалению, наши сведения о верхнемеловых отложениях последнего, которые дали бы возможность сделать определенные выводы о геотектонических условиях этой территории в рассматриваемую эпоху, крайне скудны. В южной его части располагалось Кубанское верхнемеловое поднятие. На севере, в пределах южного склона Каневского поднятия, по данным сейсморазведки, к югу намечается увеличение мощностей отложений верхнего мела. Таким образом можно с достаточной уверенностью предположить, что в пределах восточной части Индоло-Кубанского прогиба в течение верхнемеловой эпохи происходило опускание, амплитуда которого неясна, но, по-видимому, сравнительно невелика. Характер осадков верхнего мела и геотектонические черты смежных районов позволяют думать, что геотектонический режим этого района был близок платформенному.

Значительные опускания в верхнемеловую эпоху имели место также в пределах Манычского прогиба.

Суммируя вышеизложенное, мы можем отметить, что характерной особенностью геотектонического режима Азово-Кубанской впадины в верхнемеловую эпоху является широкое территориальное распространение интенсивных опусканий, концентрировавшихся ранее исключительно в рамках Кавказской геосинклинали, а теперь охвативших значительные пространства прилежащих участков платформы. Скорость отрицательных движений в пределах собственно геосинклинального прогиба Северо-западного Кавказа заметно падает, подготавливая переход к грядущим поднятиям, и становится соизмеримой со скоростями погружений в только что (конечно, в геологическом смысле) возникших смежных платформенных прогибах.

Таким образом, контрасты движений в геосинклинальном и платформенных прогибах сглаживаются и интенсивные опускания охватывают обширную площадь.

В конце верхнемеловой эпохи в платформенной части Азово-Кубанской впадины намечается процесс ослабления движения и нивелировки геотектонического режима различных участков. Это связано, по-видимому, с постепенным затуханием унаследованных постгерцинских движений вследствие возрастающей консолидации молодой эпигерцинской платформы. Начавшись на севере впадины, где в кампане замкнулся Новочеркасский прогиб, этот процесс получил дальнейшее развитие в палеоцене и эоцене.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Келлер Б. М. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 48, геол. сер., № 15, 1947.
2. Соболевская В. Н. Палеогеография и структура Русской платформы в верхнемеловую эпоху. Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского, Изд. АН СССР, 1951.
3. Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. Кавказ в верхнемеловую эпоху, Изв. АН Уз. ССР, № 11, 1946.
4. Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXV, № 3 и 4, 1950.
5. Чекунов А. В. Основні риси тектонічної будови Азово-Кубанської западини. Наук. зап. Київськ. Держ. унів. ім. Т. Г. Шевченка, Геол. збірн., № 7, 1957