

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ВПАДИН ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Д. П. Найдин, В. С. Петренко

Содержание. Статья представляет краткий обзор имеющихся данных о структурном положении верхнемеловых впадин южной части Восточно-Европейской платформы и ее палеозойского обрамления. Строение впадин оказывается различным в пределах докембрийской платформы, в зоне ее сочленения с палеозойскими структурами и в области развития палеозойской складчатости. Наибольший интерес имеют окраинные впадины Восточно-Европейской платформы, приуроченные к зоне ее сочленения с областью палеозойской складчатости. В плане они относительно узкие, линейно вытянутые, а в поперечном сечении — резко асимметричные. Заполняющие их верхнемеловые отложения представлены платформенными фациями и достигают большой мощности (до 2000 м). Формирование этих впадин составляет отчетливо выраженный этап в длительном процессе развития зоны опусканий окраин Восточно-Европейской платформы и сопредельных складчатых областей.

Введение

В одной из статей, посвященных сравнительной тектонике древних платформ, Н. С. Шатский [32, стр. 51] показал, что во вторую половину мезозоя и в кайнозое главные нисходящие движения были сосредоточены преимущественно в южной части Восточно-Европейской платформы. Только здесь возникли крупные впадины, заполненные мезозойскими и кайнозойскими отложениями значительных мощностей, разрезы которых отличаются большой стратиграфической полнотой. Наоборот, северная, большая часть платформы в мезозое и кайнозое оставалась относительно спокойной, что обусловило малые мощности и крайнюю неполноту разрезов развитых там мезозойских и кайнозойских образований.

Н. С. Шатский установил, что отрицательные структуры, заполненные мезозойскими и третичными слоями, на юге Восточно-Европейской платформы располагаются двумя параллельными полосами, вытянутыми в общем западо-северо-западном направлении [32, фиг. 7]. Северная полоса образована типичными синеклизами, заполненными мезо-кайнозойскими отложениями. Южная полоса представляет собой краевой прогиб альпийской складчатой зоны с очень мощными толщами меловых и особенно третичных пород.

Верхнемеловые впадины северной части платформы

Прежде чем перейти к характеристике верхнемеловых впадин южной части Восточно-Европейской платформы, вкратце остановимся на распространении верхнемеловых отложений в северной ее части.

Наиболее северным районом развития верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы является Печорская синеклиза. В бассейне р. Усы, в области слияния синеклизы с Предуральским краевым прогибом, они представлены в основном «птериевыми слоями» нижнего кампана, мощность которых невелика. По-видимому, здесь имеются и более древние горизонты верхнего мела (сантон, вероятно верхний турон) также незначительной мощности.

Южнее разрозненные островки верхнемеловых осадков сохранились в Предуральском краевом прогибе. Это главным образом также «птериевые слои» мощностью всего в несколько метров (в районе Красноуфимска их мощность равна всего 4 м), а в южных участках прогиба (бассейн рек Белой и Сакмары) появляются более высокие горизонты кампана и маастрихта. Они залегают на различных горизонтах палеозоя и также имеют очень небольшую мощность.

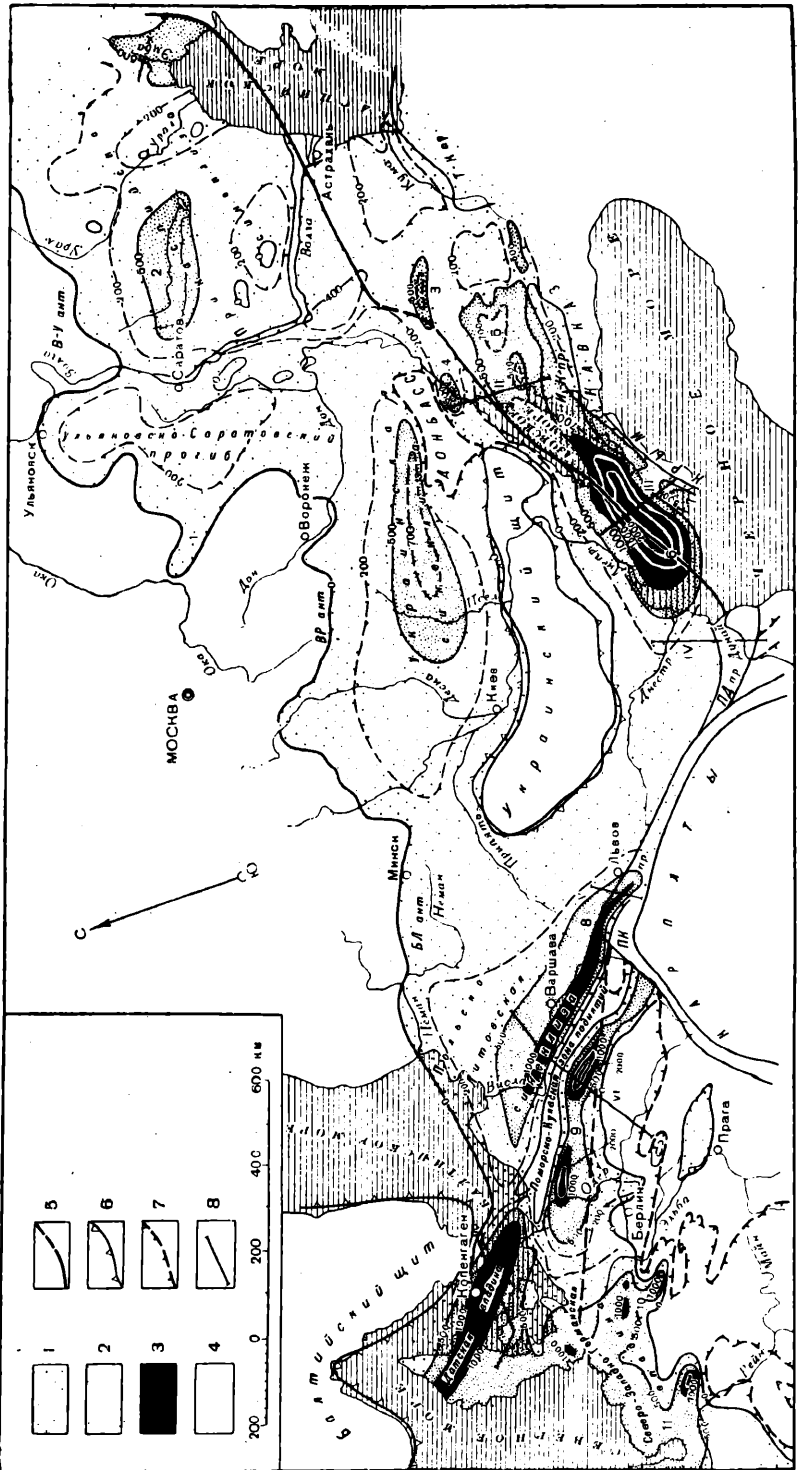
В Московской синеклизе крайне неполные разрезы мезозойских осадков, мощность которых не превышает нескольких десятков метров, приурочены к ее наиболее прогнутой части. Верхнемеловые отложения известны лишь к югу от Волги. В Московской области — это сеноманские пески (25—30 м), перекрывающиеся «хотьковскими опоками» (35—40 м) с туронскими и коньякскими иноцерами. Севернее, на Волге близ Ярославля, известны «птериевые слои» нижнего кампана, мощность которых не превышает нескольких метров.

Верхнемеловые впадины южной части платформы

Верхнемеловые впадины юга платформы, по Н. С. Шатскому [32], образуют две полосы. Северную полосу составляют Польско-Литовская, Украинская, Прикаспийская синеклизы и Ульяновско-Саратовский прогиб, а южная полоса представлена альпийскими краевыми прогибами.

Нам представляется возможным провести несколько иную группировку этих впадин по их структурному положению. К первой группе, составляющей северную полосу, относятся Ульяновско-Саратовский прогиб, Украинская и Прикаспийская синеклизы, целиком расположенные в пределах докембрийской Восточно-Европейской платформы (рис. 1). Южную полосу образуют верхнемеловые впадины, которые расположены в полосе сочленения докембрийского основания платформы и обрамляющих ее областей палеозойской складчатости.

В мезо-кайнозойском Ульяновско-Саратовском прогибе отложения юры и мела трансгрессивно перекрывают различные горизонты палеозоя (девон — пермь). Верхнемеловые отложения пользуются широким распространением и представлены различными песками, песчаниками, глинами, опоками, мергелями, известняками и псччим мелом. О полноте разрезов верхнего мела на различных уча-



- | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| | | | | | | | |

200 0 200 400 600 км

стках прогиба и о мощностях отдельных горизонтов дает представление следующая таблица:

**Мощности отдельных горизонтов верхнемеловых отложений
Ульяновско-Саратовского прогиба**

Ярусы и подъярусы	Южная часть прогиба (водораздел Волги и Медведицы), м	Западная часть прогиба (верховья Суры у Пензы), м	Северная часть прогиба (р. Барыш), м
Верхний маастрихт	5—10	10—15	—
Нижний маастрихт	40—50	70—80	25—35
Кампан	60—70	5—10	30—45
„Птериевые слои“ (нижняя часть нижнего кампана)	15—25	65—75	5—15
Сантон	20—25	70—80	30—35
Коньяк	20—25	—	20—25
Верхний турон	5—15	—	20—25
Сеноман	50—70	—	—
Общая мощность	250—300	220—260	130—180

Как видно из таблицы, разрез верхнемеловых отложений Ульяновско-Саратовского прогиба отличается от разреза верхнего мела описанных выше структур значительно большей стратиграфической полнотой и большими мощностями.

Ульяновско-Саратовский прогиб представляет собой наложенную структуру по отношению к герцинскому структурному плану платформы. Однако в его положении Н. С. Шатский [32] усматривал и некоторые признаки унаследования, заключающиеся в том, что этот мезозойский прогиб сдвинут к западу от палеозойского Мелекесского прогиба Волго-Уральской антеклизы.

Верхнемеловой бассейн, заливавший южную часть Московской синеклизы в первую половину верхнемеловой эпохи, был связан с бассейном Ульяновско-Саратовского прогиба и Прикаспийской синеклизы сравнительно узким проливом, положение которого хорошо

Рис. 1. Схема расположения верхнемеловых впадин южной части Восточно-Европейской платформы и ее палеозойского обрамления по данным разных авторов [1, 5, 10, 12, 28, 30, 31, 40, 42, 43, 45, 51, 52]

Области развития верхнемеловых отложений: 1 — мощности от 0 до 500 м; 2 — мощности от 500 до 1000 м; 3 — мощности свыше 1000 м; 4 — области отсутствия верхнемеловых отложений; 5 — граница Восточно-Европейской платформы; 6 — граница выходов докембрийского фундамента; 7 — граница выходов палеозоя, в том числе Донецкий бассейн; 8 — линии геологических разрезов.

Объяснение цифр и букв на схеме. Прогибы: 1 — Рязано-Саратовский; 2 — Новоузенский; 3 — Манычский; 4 — Новочеркасский и Персиановский; 5 — Восточно-Кубанский; 6 — Причерноморская впадина; 7 — Алминская впадина; 8 — Львовско-Люблинская мульда; 9 — Щецинско-Лодзинский прогиб; 10 — Субгерцинская мульда; 11 — Мюнстерская впадина.

Бл ант — Белорусская антеклизы; Вр ант — Воронежская антеклизы; В-У ант — Волго-Уральская антеклизы.

Крайевые прогибы (пр): ПК — Предкарпатский; ПД — Преддобруджинский; И-К — Индоло-Кубанский; Т-К — Терско-Каспийский

вырисовывается на имеющихся палеогеографических картах [23, 26]. Этот пролив простирался в северо-западном направлении — из бассейна верховьев Хопра и Вороны к Рязани — и существовал уже в юрское и нижнемеловое время. Таким образом, в мезозое отчетливо проявилось формирование прогиба, соединявшего Ульяновско-Саратовский прогиб и Московскую синеклизу. Ось его примерно совпадает с осью древнего Пачелмского прогиба, а на северном отрезке располагается непосредственно к западу от Окско-Цнинского вала. В геологической литературе этот прогиб имеет различные названия: Рязано-Костромской, Шиловско-Владимирский и т. д. Вероятно, название Рязано-Саратовский прогиб наиболее точно соответствует его географическому положению. Верхнемеловые отложения сохранились лишь в южной части, в бассейне верхнего течения Хопра и Вороны. Здесь известны сеноманские пески (до 30 м), следы верхнегуронских отложений (пески и песчанистые мергели мощностью до 2 м), нижнекампанские пески с прослоями опок («птериевые слои») мощностью до 50—70 м.

В Прикаспийской синеклизе верхнемеловые отложения отличаются значительной полнотой и относительно большими мощностями. Здесь в разрезе верхнего мела выделяются все ярусы вплоть до датского включительно. По периферии синеклизы, а также на поднятиях внутри нее многие горизонты выпадают из разреза. Наиболее широко распространены различные карбонатные породы (писчий мел, известняки, разнообразные мергели). По окраинам синеклизы развиты пески, песчаники и глины. В западной части синеклизы, в области сопряжения с Ульяновско-Саратовским прогибом, относительно широко развиты кремнистые породы.

Максимальные мощности и наиболее полные разрезы верхнемеловых отложений приурочены к трем районам. В пределах первого района, охватывающего северо-западную часть синеклизы (бассейн Большого и Малого Узеней), установлены максимальные мощности верхнемеловых отложений, выполняющих так называемый Новоузенский прогиб и достигающих 700 м. Второй район представлен полосой, вытянутой вдоль западного борта синеклизы, как бы кулисообразно продолжая на юго-юго-запад Ульяновско-Саратовский прогиб. Эта полоса тянется по правобережью Волги от Волго-Иловлинского водораздела на юг к Красноармейску и далее поворачивает на юго-восток к побережью Каспийского моря. В границах этой полосы мощность верхнего мела достигает 300—400 м. Наконец, третий район повышенных мощностей верхнего мела — это юго-восточная часть синеклизы (Южная Эмба, правобережье нижнего течения Урала). Здесь мощности верхнемеловых отложений несколько превышают 400 м.

На остальной, большей части синеклизы мощности верхнего мела не превышают 100—200 м, а местами, на соляных куполах, меловые отложения отсутствуют. Лишь в немногих случаях за пределами трех перечисленных выше районов отмечаются мощности верхнего мела, превышающие 300 м; в Соколовской впадине в северной части Урало-Эмбенской области мощность верхнего мела несколько превышает 300 м [14].

Таким образом, оказывается, что наиболее полные разрезы верхнемеловых отложений приурочены не к центральным частям синеклизы (как в Украинской, Московской и др.), а к ее краевым частям. Так, первые два из упомянутых выше районов развития наиболее полных разрезов верхнего мела расположены в западной части синеклизы.

Именно на западе синеклизы Н. С. Шатский показывал наиболее глубоко прогнутую ее часть [32, фиг. 7]. Здесь не только верхний мел, но и нижележащие толщи юры и мела, а также пермотриаса характеризуются полнотой разреза и значительными мощностями.

Особое место занимает Новоузенский прогиб. По данным Новоузенской буровой скважины [13], мощность мезозойских и кайнозойских пород превышает 3000 м (из них на долю юры приходится 730 м, нижнего мела — 716, верхнего мела — 724 и кайнозоя — более 850 м). Новоузенский прогиб, вероятно, занимает особое место в системе мезозойских и кайнозойских структур платформ.

Н. С. Шатский отмечал, что «Прикаспийская синеклиза не принадлежит к тем простым структурным формам, которые обычно принято называть синеклизами. Весьма вероятно, что это сложная структура, состоящая из синеклиз и подчиненных им антеклиз» [33, стр. 51].

В другой своей работе Н. С. Шатский указывал, что Прикаспийская синеклиза «скорее не синеклиза, а сложная Прикаспийская плита» [34, стр. 21]. Имеющиеся в настоящее время данные еще очень недостаточны для выделения в пределах этой зоны прогибания отдельных частных структур. Вполне возможно, что Новоузенский прогиб в дальнейшем окажется возможным отнести к категории синеклиз. Интересно положение его непосредственно на юго-восточном продолжении оси Пачелмского прогиба. Не исключено, что Новоузенский прогиб наследует древнюю область опускания.

Третий район развития повышенных мощностей верхнего мела юго-востока синеклизы приурочен, по-видимому, еще к одной крупной мезо-кайнозойской структуре. Помимо толщи верхнего мела (300—400 м) и покрывающих ее отложений палеогена (250—300 м), здесь широко распространены нижнемеловые и юрские осадки. Мощность первых достигает 100—1100, а вторых превышает 700—800 м. Юрские отложения подстилаются красноцветными породами пермотриаса (2500—3000 м) [9].

В целом мезозойские структуры Прикаспийской синеклизы, как это отмечал Н. С. Шатский [32], унаследованы от герцинского периода тектогенеза.

В разрезе Украинской синеклизы выделяются отложения всех ярусов верхнего отдела меловой системы, за исключением верхних горизонтов маастрихта и датского яруса. Наибольшие мощности (порядка 50—100 м) сеноманских глауконитовых песков и песчаников приурочены к западной части синеклизы в бассейнах рек Сулы, Псла и Ворсклы. Максимальная мощность сеноманских осадков установлена в скважине близ г. Ромны — 135 м. В восточной части синеклизы мощность сеномана не превышает 20—25 м.

Наиболее полные разрезы туронских и коньякских известняков, мергелей и лисчего мела отмечены на западе синеклизы между Черниговом и Конотопом (до 200 м), а также в районе Харькова (несколько более 200 м).

Карбонатная толща, охватывающая сантонский, кампанский ярусы, нижний маастрихт, а также, по-видимому, нижние горизонты верхнего маастрихта, достигает значительной мощности примерно в тех же районах, что и для туронских и коньякских отложений. В западной части синеклизы, в Ромнах, мощность этой толщи равна 460 м. Восточнее (примерно от Харькова на западе и до нижнего те-

чения Оскола на востоке) располагается второй участок, в пределах которого мощность отложений сантонского, кампанского и маастрихского ярусов колеблется от 360 до 460 м.

Ось синеклизы, намечаемая по участкам развития наибольших мощностей верхнемеловых отложений, простирается с западо-северо-запада на восток-юго-восток (рис. 1). Из района, расположенного несколько севернее Чернигова, ось синеклизы далее на восток-юго-восток проходит через Ромны, Харьков, нижнее течение Оскола и затем в этом же направлении вдоль левого берега р. Северного Донца.

Положение верхнемелового прогиба, как и мезозойского в целом (наибольшая мощность триаса в осевой части синеклизы достигает 450, юры 400—500, нижнего мела 300—350 м), почти совпадает с осью палеозойского прогиба Большого Донбасса. Интересно, что палеогеновый прогиб несколько смещен к югу по отношению к осевой части мелового [2].

Синеклиза характеризуется резко выраженной асимметрией: ее северо-восточное крыло, сопряженное с юго-западным склоном Воронежской антеклизы, пологое, а юго-западное, прилежащее к Украинскому щиту, крутое. Особенно резко выражена эта асимметрия в восточной, придонецкой, части синеклизы.

Если в западной части по поперечному разрезу через синеклизу, проходящему примерно по линии Севск—Черкассы, на северо-восточном крыле приращение мощностей верхнего мела при движении к осевой части синеклизы составляет примерно 3 м/км, а на юго-западном крыле 6 м/км, то в восточной части синеклизы по линии Россошь—Изюм приращение мощностей на соответствующих крыльях равно 2,5—3 и 18—19 м/км. Восточная часть синеклизы, примыкающая к Донецкому складчатому сооружению, кроме того, в плане значительно уже западной. Эту часть харьковские геологи вслед за Д. Н. Соболевым [24] выделяют в так называемый Донецкий канал.

Северо-западное замыкание Украинской синеклизы располагается в нижнем течении р. Припяти (рис. 1). В Припятском прогибе верхнемеловые отложения имеют незначительную мощность. Так, например, в районе Мозыря общая мощность их не превышает 110—120 м. В прогибе отсутствуют многие горизонты верхнего мела. Полностью, видимо, отсутствуют верхний кампан, маастрихт и датский ярус.

Юго-восточное замыкание Украинской синеклизы выражено также очень отчетливо. Так, в районе Миллерово и на прилежащих площадях общая мощность верхнего мела не превышает 200—250 м. Этот участок получил в геологической литературе наименование Слободского, или Доно-Донецкого моста [25, 26].

Верхнемеловые впадины зоны сочленения платформы с областями палеозойской складчатости

Главной особенностью южной полосы развития верхнемеловых впадин является то, что они формировались в полосе сочленения погруженных участков кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы с областями герцинской складчатости. Часть этих впадин располагается разными своими крыльями как на докембрийской платформе, так и на герцинском складчатом основании.

На крайнем юге Восточно-Европейская платформа граничит с глубоко погруженными герцинскими складчатыми сооружениями, выделенными М. В. Муратовым [17] под названием С к и ф с к о й

плиты и охватывающими северное Предкавказье, Степной Крым и юг Молдавии.

В Предкавказье верхнемеловые осадки, участвующие в образовании чехла Скифской плиты, представлены преимущественно мергелями и известняками, часто обогащенными терригенным материалом. Их мощность значительно изменяется. В восточной части Предкавказья она не превышает 300 м. На южных участках центральной части Предкавказья, в пределах Ставропольского поднятия, отмечаются незначительные мощности. Так, мощность верхнего мела без датского яруса в районе, расположенном непосредственно к западу от Ставрополя, менее 50 м. С другой стороны, мощность нерасчлененных датских и нижнепалеогеновых отложений (песчаники, алевролиты, глины) в этом районе оказывается максимальной для Предкавказья — 400—420 м. Далее к западу от Ставропольского поднятия в западной части Предкавказья отмечается возрастание мощности верхнемеловых пород. Наибольшая их мощность порядка 700—800 м приурочена к так называемой Восточно-Кубанской впадине [29], где подошва их находится на отметках около —4000 м. Еще далее к западу, после приподнятого участка, характеризующегося пониженными значениями мощностей верхнего мела (200—300 м), в бассейне нижнего течения Кубани мощности его вновь возрастают до 400—500 м.

Недавно опубликованы крайне интересные данные о строении верхнемеловых отложений полосы смыкания Скифской плиты и Донецкого складчатого сооружения [7, 8, 29]. Юго-восточный погруженный выступ Украинского щита к югу и юго-востоку от Ростова на значительной площади лишен чехла палеозойских осадков, и на докембрийские кристаллические породы здесь ложатся сантонские слои, причем мощность верхнего мела не превышает 200—210 м. Непосредственно к северу от юго-восточного выступа щита, на герцинских структурах Донецкого бассейна, располагается Новочеркасский прогиб, заполненный 700—900-метровой толщей верхнего мела, а еще далее к северу — Персиановский прогиб, в котором мощность верхнемеловой толщи также составляет 700—900 м [8].

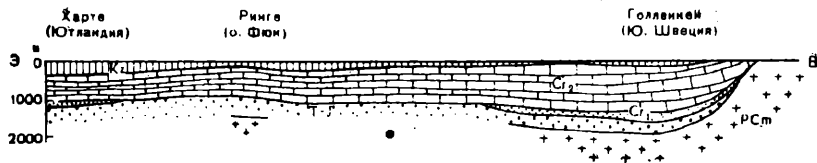
В направлении к востоку-юго-востоку непосредственно на продолжении оси Новочеркасского прогиба находится Манычский прогиб, заполненный мощной толщей пермотриасовых, юрских, меловых, а также кайнозойских пород. Мощность только верхнемеловых отложений в его пределах превышает 800 м; кровля верхнего мела здесь опущена на глубины около 1600—1800 м, а кровля карбона — на глубины, превышающие 2500—3000 м.

Возникновение Новочеркасского и сопряженного с ним Персиановского прогиба, а также Манычского прогиба, несомненно, связано с наличием шовных структур, ограничивающих с юга Донецкий бассейн и его восточное продолжение.

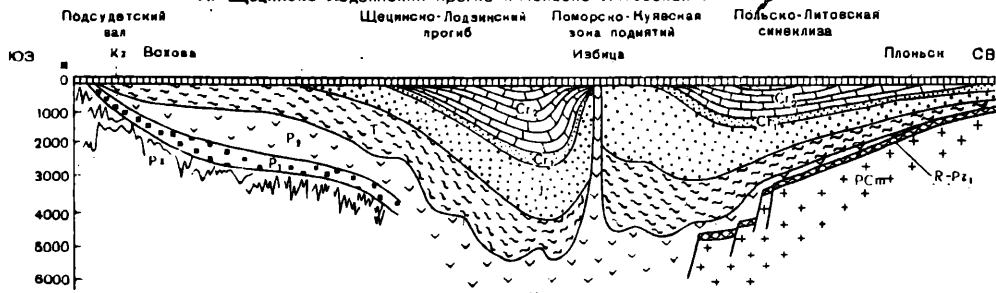
Севернее, на участке, представляющем восточное погруженное продолжение бассейна, верхнемеловой покров имеет относительно небольшую мощность (100—200 м), а на отдельных поднятиях отсутствует совсем. Для этого участка, особенно вблизи открытой части Донецкого бассейна, характерны верхнемеловые структуры, унаследованные по отношению к палеозойским [8].

В северо-западной части Предкавказья, в районе Ейска, находится еще один район значительных мощностей верхнего мела. Мощность этих отложений, кровля которых здесь располагается на глубинах 1000—1400 м, достигает 700—800 м. Этот участок, выделяемый под

VII. Датская впадина (Ютландия - Ю. Швеция)



VI. Щецинско-Лодзинский прогиб и Польско-Литовская синеклиза



V. Львовско-Люблинская мульда

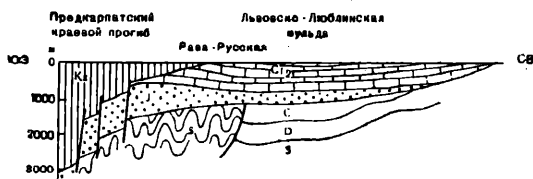


Рис. 2. Схематические геологические разрезы через зону сочленения Восточно-Европейской платформы и обрзмяющих ее структур:

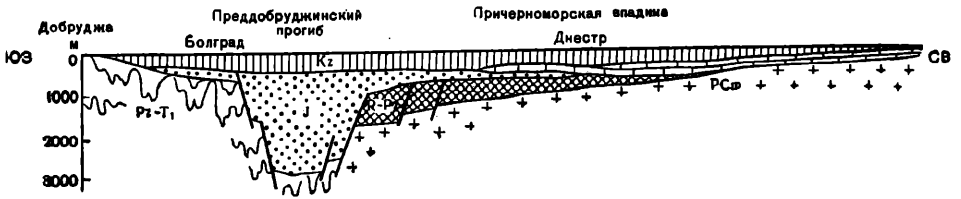
1 — кайнозой (Kz); 2 — верхний мел (Cr₂); 3 — нижний мел (Cr₁); 4 — юра (J); верхний триас и юра (T₃—J), триас и юра (T—J); 5 — триас (T); 6 — пермь и триас (P—T); 7 — верхняя пермь (P₂); 8 — нижняя пермь (P₁); 9 — карбон Донецкого бассейна; 10 — различные горизонты палеозоя осадочного чехла Русской платформы; 11 — складчатые породы палеозоя (Pz), палеозоя и нижнего мезозоя (Pz—T₁); 12 — складчатые силурийские породы (S); 13 — рифейские и палеозойские породы осадочного чехла Восточно-Европейской платформы (R—Pz); 14 — кристаллическое основание Восточно-Европейской платформы (PCm); 15 — разломы

названием Ейского прогиба, в структурном отношении является, по-видимому, крайней восточной частью Причерноморской впадины, простирающейся далее на запад вдоль южной границы Восточно-Европейской платформы через северную часть Азовского моря, Степной Крым, Каркинитский залив в пределы Одесской области и Молдавии до так называемого Саратовского выступа платформы [27].

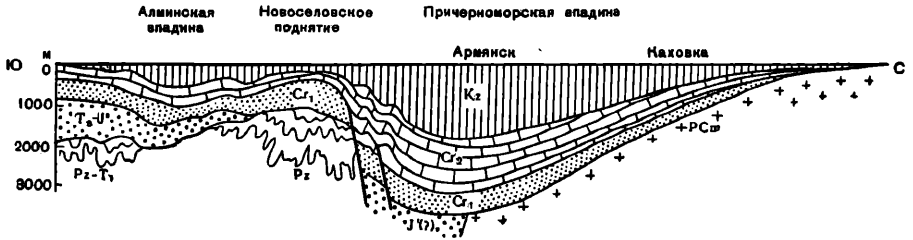
Северный, пологий склон Причерноморской впадины располагается в пределах платформы. Отложения верхнего мела, участвующие в строении этого крыла, вскрыты мощными скважинами на северных побережьях Азовского и Черного морей. По ним можно проследить последовательное нарастание мощности верхнемеловых отложений с севера на юг. Так, в Михайловке (в 50 км к северу от Мелитополя) мощность верхнего мела равна 26 м; южнее, в Акимовке (в 35 км к югу от Мелитополя), — 280, еще южнее, в Ново-Алексеевке, — 860 м.

Наиболее прогнутая часть впадины совпадает с Каркинитским заливом, Присивашьем и северной частью Азовского моря. Здесь кровля

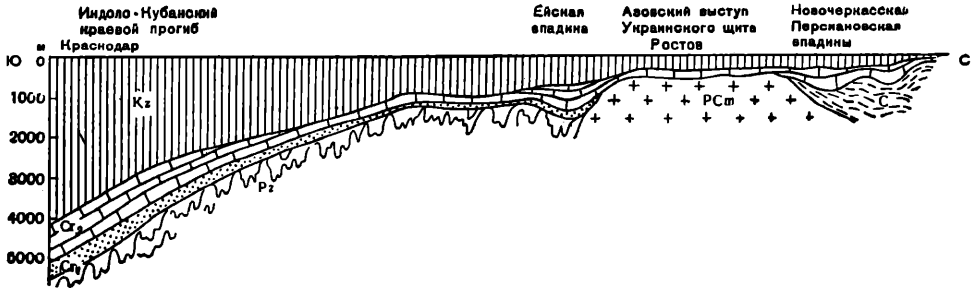
IV. Преддобруджинский прогиб и западное замыкание Причерноморской впадины



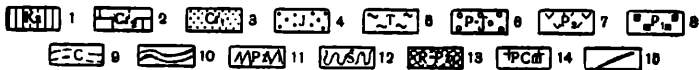
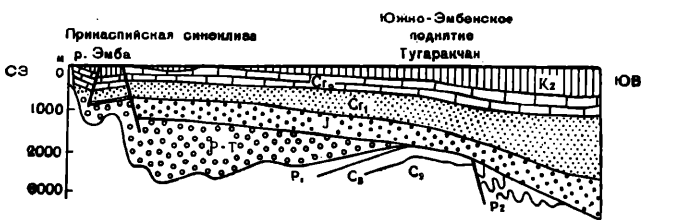
III. Алминская и Причерноморская впадины



II. Западное Предкавказье



I. Юго-восточная окраина Прикаспийской синеклизы



верхнего мела погружена на глубины около 2000 м, а его мощность превышает 2000 м. Разрез представлен в основном известняками и мергелями с подчиненными прослоями глин. По микропалеонтологическим данным, выделяются отложения всех ярусов верхнего отдела мело-

вой системы [16]. В разрезе впадины, как это установлено в Тарханкутской скважине, поражает большая мощность (более 650 м) туронских слоев, которые на платформе обычно сильно редуцированы. В структурном отношении наибольшие мощности верхнемеловых и кайнозойских осадков приурочены к зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и герцинид. Схема соотношения прогнутой части Причерноморской впадины и указанной зоны показана на профиле, помещенном на рис. 2, III.

Участок южного, более крутого крыла впадины, осложненный широтно вытянутыми поднятиями [18], прослеживается только в области Степного Крыма. По-видимому, южным ограничением впадины является так называемое Новоселовское поднятие, а также поднятия, располагающиеся к востоку от него. На Новоселовском поднятии происходит выпадение многих горизонтов верхнего мела вплоть до полного их выклинивания на отдельных участках [11].

В южной части Степного Крыма, непосредственно к югу от Новоселовского поднятия и приподнятой зоны, продолжающей его к востоку, находится участок, отличающийся более значительными мощностями верхнего мела, чем на поднятии. На западе, сразу же к югу от Новоселовского поднятия, размещается так называемая Алминская впадина, открывающаяся в сторону Евпаторийского залива Черного моря, в которой мощность верхнемеловых отложений составляет несколько сотен метров: на юге 600, а на севере — всего 300 м [15]. Верхнемеловые отложения южного крыла упомянутой впадины обнажены в уступах Второй гряды Крымских гор. Складчатое палеозойское основание во впадине на севере в районе Сак опущено на 1400—1500, а южнее погружается на 2500 м [18].

На востоке южной части Степного Крыма располагается Индольская впадина, отделенная от Алминской Симферопольским поднятием. Эта впадина отличается от Алминской прежде всего значительными мощностями выполняющих ее мезозойских отложений. Мощность верхнеюрских отложений здесь достигает 1500, а нижнемеловых — 1500—1600 м [6]. Мощность верхнемеловых осадков в районе Белогорска составляет 600 м. Значительная часть мезозойской Индольской впадины вовлечена в опускание индольской ветвью альпийского Индоло-Кубанского краевого прогиба, в котором кровля верхнего мела погружена на глубины 3500—5000 м.

Западное замыкание Причерноморской впадины находится на территории южной части Молдавии и Одесской области. Здесь верхнемеловые отложения, сложенные мергелями, известняками и пясчистым мелом, лежат на нижнепалеозойском чехле платформы. Наибольшим распространением пользуются сеноманские и туронские осадки. Зона развития максимальных мощностей верхнемеловых отложений (400—500 м) в районе западного замыкания впадины, где появляются более высокие горизонты верхнего мела до кампанского яруса включительно, не совпадает с осью юрского Преддобруджинского прогиба. Ось Причерноморской впадины смещена к северо-востоку по отношению к оси последнего (рис. 1; рис. 2, IV).

Преддобруджинский прогиб — узкая грабенообразная впадина, расположенная между Восточно-Европейской платформой и палеозойскими структурами Добруджи. Этот прогиб заполнен мощной толщей юрских отложений, достигающих в осевой части 2500—3000 м [22]. В юго-восточном направлении прогиб, по-видимому, замыкается, о чем свидетельствует резкое уменьшение мощности юрских осадков до нескольких

сотен метров к побережью Черного моря [27]. К северо-западу он перекрывается Предкарпатским миоценовым краевым прогибом.

В зоне сближения Предкарпатского прогиба и юго-западного склона Украинского щита в верхнем течении рек Серета и Прута мощность верхнемеловых отложений не превышает нескольких десятков метров. Верхний мел представлен здесь сеноманскими и туронскими мергелями, известняками с конкрециями кремней и песчаниками, залегающими непосредственно на нижнепалеозойских породах.

Еще далее к северо-западу располагается верхнемеловая Львовско-Люблинская мульда, являющаяся юго-восточным окончанием мезозойской Польско-Литовской синеклизы. В Львовско-Люблинской мульде верхнемеловые отложения залегают на различных горизонтах палеозоя и представлены полным разрезом мела от сеномана до датского яруса. Мощность его в Люблине равна 820, в Рава-Русской — 900 м. Наибольшая мощность установлена бурением в с. Ставчаны к юго-западу от Львова — 1136 м [3]. Ось мульды проходит несколько южнее Львова и далее на северо-запад в район Люблина, в общем совпадая с наиболее погруженной частью палеозойского Висленского прогиба [35].

В строении юго-западного крыла мульды отмечаются две особенности. Первая состоит в том, что верхнемеловые отложения, слагающие это крыло, подстилаются юрской толщей значительной мощности (рис. 2, V). В буровой скважине в Стрые вскрытая мощность юрских осадков превышает 800 м. По имеющимся данным [4], под миоценовыми молассах Предкарпатского краевого прогиба располагается юрский прогиб, отделяющийся от Предобруджинского прогиба поперечной перемычкой (в районе Черновиц мощность юрских слоев всего 100 м). К северо-востоку от Свентокшиских гор этот прогиб, который В. В. Глушко [4] называет Предкелецко-Сандомирским, также отделен от находящейся северо-западнее обширной области прогибания, испытавшей длительное опускание на протяжении пермского, триасового и юрского периодов и характеризующейся миграцией осевой зоны в сторону платформы¹ [21]. Ось верхнемеловой Львовско-Люблинской мульды (как и ось западного замыкания Причерноморской впадины по отношению к оси Предобруджинского прогиба) смещена к северо-востоку по отношению к оси юрского Предкелецко-Сандомирского прогиба.

Вторая особенность юго-западного крыла Львовско-Люблинской мульды заключается в том, что оно, будучи осложнено несколькими рядами флексур, погружено под мощные миоценовые молассы Предкарпатского краевого прогиба [19].

Собственно Польско-Литовская синеклиза охватывает всю северо-восточную Польшу и Прибалтику и распространяется на расстоянии 700 км от Львова на юго-востоке до побережья Балтийского моря на северо-западе. Указанная синеклиза характеризуется значительной шириной, до 250 км на севере, сокращающейся на юго-востоке в пределах Львовско-Люблинского участка до 100 км. На северо-западе, в Поморье синеклиза также постепенно сужается и замыкается [41, 55].

В пределах Польско-Литовской синеклизы верхнемеловые отложения имеют непрерывный разрез от сеномана до датского яруса

¹ К началу верхнемеловой эпохи указанная область прогибания в результате формирования Поморско-Куявской зоны поднятий была расчленена на две впадины (Польско-Литовская синеклиза и Щецинско-Лодзинский прогиб).

включительно [56]. К ним относятся карбонатные породы, образующие вместе с глауконитовыми песчаниками среднего и верхнего альба единый трансгрессивный комплекс. В центральной части синеклизы указанные осадки залегают на песчано-глинистых отложениях валанжина и готерива, на востоке и юго-востоке переходят на юрские и палеозойские образования.

Верхний мел начинается глауконитовыми мергелями и известняками. Залегающие выше отложения (турон — маастрихт) представлены в основном также мергелями, известняками и пясчистым мелом с кремневыми стяжениями и характеризуются значительной примесью терригенного материала на востоке. Отложения датского яруса представлены чередующимися прослоями кремнеземисто-песчаных мергелей (гёзы) и известняков [57].

Верхнемеловые образования в центральной части Польско-Литовской синеклизы обладают значительной мощностью [46, 48, 49, 50, 55, 59]. Они достигают 975 м в скважине Бытшицы (к югу от Люблина), 948 м в скважине Магнушева (северо-западнее Люблина) и 875 м в скважине Плоньска (северо-западнее Варшавы). Максимальной мощности (свыше 1000 м) верхнемеловые отложения достигают в районе Плоцка, несколько западнее Варшавы [55].

К северо-востоку от линии, соединяющей Плоцк, Магнушев, Бытшицу и Ставчаны и намечающей осевую зону синеклизы, мощность верхнего мела уменьшается на сравнительно коротком расстоянии почти вдвое по сравнению с мощностями осевой зоны. Далее к северо-востоку наблюдается уже более постепенное сокращение мощностей до 150—200 м (рис. 1). Таким образом, северо-восточное крыло синеклизы характеризуется резким переломом в величине мощностей, связанным, очевидно, с наличием уступа в докембрийском основании Восточно-Европейской платформы (рис. 2, VI).

К юго-западу от намеченной осевой зоны синеклизы суммарная мощность верхнемеловых отложений на коротком расстоянии очень резко уменьшается и в пределах Поморско-Куявской зоны поднятий (протягивающейся от Свентокшиских гор на северо-запад до устья Одры) верхнемеловые отложения отсутствуют [21]. Для установления положения осевой зоны рассматриваемой области прогибания были использованы суммарные мощности верхнемеловых отложений. Однако если бы мы попытались установить картину изменения мощностей по отдельным ярусам, то выявилось бы последовательное смещение осевой зоны для каждого яруса к северо-востоку и востоку, что свидетельствует о миграции ее в указанном направлении на протяжении верхнемеловой эпохи [54].

Контуры Польско-Литовской синеклизы на северо-востоке и востоке расплывчаты, углы наклона северо-восточного крыла очень пологи (от 1° до нескольких минут). Юго-западное крыло, граничащее с Поморско-Куявской зоной поднятий и Свентокшискими горами, характеризуется несколько более крутыми углами (5—12°). Это крыло осложнено флексурами и разломами, к которым часто приурочены куполовидные поднятия (Рахув, Госьцеградув, Хойнице).

Далее к северо-западу в пределах Дании и южной Скании на оси Польско-Литовской синеклизы располагается следующая крупная область прогибания, выполненная карбонатной толщей верхнего мела мощностью свыше 1200 м. Эта впадина, известная под названием Датской [38], протягивается на расстоянии в несколько сотен километров (рис. 1). Ее северо-восточное крыло обрамляет южный склон

Балтийского щита, тогда как юго-западное находится уже в области глубокого погружения фундамента Восточно-Европейской платформы.

К следующей области прогибаний относится расположенный к юго-западу от Поморско-Куявской зоны поднятий узкий (до 60—100 км) верхнемеловой прогиб, протягивающийся в северо-западном направлении почти на 600 км от Тарнува и Мехова на юго-востоке до Щецина на северо-западе. Этот прогиб, обычно называемый Щецинско-Лодзинским [53, 55, 58], распадается на три ванны: Меховскую, или Нидскую, мульду на юго-востоке, Лодзинскую, или Могильненскую, в центре и Щецинскую на северо-западе.

В пределах указанного прогиба, в отличие от Польско-Литовской синеклизы, отсутствуют отложения верхнего маастрихта и датского яруса [39, 56]. Верхнемеловые отложения представлены карбонатными породами, залегающими на глауконитовых песчаниках среднего и верхнего альба, которые в свою очередь подстилаются песчано-глинистыми образованиями валанжина и готерива. В мергелях и известняках верхнего мела встречаются кремневые конкреции и значительная примесь терригенного материала, в особенности в Поморье. Мощность верхнемеловых отложений резко увеличивается от 150 в Буженине на юго-западном крыле прогиба до 1247 м в скважине Турка, находящейся в центральной части Лодзинской мульды.

К северо-востоку от Турка мощность верхнемеловых отложений увеличивается до 2000 и, возможно, 3000 м [55, 56]. Вдоль северо-восточного борта Лодзинской мульды мощности характеризуются меньшими величинами. Так, в скважине Лодзи суммарная мощность отложений сеномана, турона и коньяка (верхние ярусы в этой скважине не встречены) составляет 505 м [58]. Далее к северо-западу в скважине Пагурки мощность верхнего мела исчисляется 827 м.

Для Щецинско-Лодзинского прогиба характерны четкие линейные контуры в плане и более значительная величина прогибания по сравнению с Польско-Литовской синеклизой (рис. 1; 2, VI). Этот прогиб также асимметричен. Юго-западное его крыло, ограниченное приподнятым Судетским блоком на юго-западе Польши, характеризуется довольно пологими углами наклона в несколько градусов, тогда как в пределах северо-восточного крыла, которое граничит с Поморско-Куявской зоной поднятий, углы падения достигают 20, а иногда и 40° (в частности, в зонах разрывных нарушений и флексур). В осевой зоне Щецинско-Лодзинского прогиба, несколько смещенной к северо-восточному крылу, а также на крыльях его установлен ряд куполовидных поднятий (структуры Турек, Гопло, Могильно, Хошно и др.), где мощность верхнемеловых отложений, как и подстилающих их пород, значительно редуцирована. На северо-западе в Поморье наблюдается замыкание Щецинской мульды, тогда как на юго-востоке Меховская (Нидская) мульда открывается в сторону Предкарпатского третичного прогиба, где ее положение остается невыясненным.

Верхнемеловые впадины областей палеозойской складчатости

На юго-западе Датская впадина сочленяется с северо-западногерманской областью прогибания, заполненной карбонатной толщей верхнего мела мощностью в среднем около 500 м. Эта область обладает расплывчатыми очертаниями в плане и состоит из ряда незначительных по площади участков, характеризующихся очень большими мощностями мезо-кайнозойских осадков (более 7000—8000 м). В пределах

этих участков (Западногольштинский прогиб, Гифгорнский трог к югу от Гамбурга и др.) мощности верхнемеловых отложений превышают 1000, а третичных — 2000 м. Возникновение упомянутых впадин объясняется пересечением долготных рейнских простираний субширотными франконскими [60].

Северо-западногерманская впадина расположена, по-видимому, в основном уже в области развития палеозойского складчатого основания. Однако не исключена возможность существования здесь весьма глубоко опущенного докембрийского кристаллического фундамента [37, 44].

Еще южнее располагаются крайне своеобразные верхнемеловые области прогибания — Мюнстерская впадина и Субгерцинская мульда. Мощность верхнемеловых осадков в них достигает 1800—2000 м, причем участки максимальных мощностей верхнего мела не совпадают с юрскими и нижнемеловыми прогибами. Во впадинах почти совершенно отсутствуют третичные отложения. В отличие от ранее рассмотренных длинных и узких четко ориентированных областей прогибания, находящихся в зоне сочленения платформы и палеозойд, рассматриваемые впадины либо имеют неправильную форму, либо форму коротких овалов, оси которых в десятки раз короче осей описанных ранее прогибов. Они располагаются параллельно прилежащим поднятиям, сохраняя субширотные направления. Ось Мюнстерской впадины в общем параллельна поднятию Тевтобургского Леса, а Субгерцинская мульда расположена вдоль северного склона Гарца. Субгерцинская мульда и Мюнстерская впадина обладают ясно выраженной асимметрией. Э. Фогт [60] рассматривает эти структуры в качестве своеобразных краевых прогибов отдельных блоков: Мюнстерская впадина является краевым прогибом Липпийско-Вестфальского поднятия, а Субгерцинская мульда — поднятия Гарца.

Некоторое сходство с упомянутыми впадинами обнаруживают находящиеся на крайнем юго-западе Польши незначительные по размерам Северосудетская (Львувекская) и Внутрисудетская (Клодская) мульды. Эти депрессии, характеризующиеся в общем небольшой мощностью верхнего мела (до 400 м), приурочены к верхнепалеозойским межгорным впадинам, которые расположены в пределах Судет.

Таким образом, расположенные на территории центральной Германии и южной Польши верхнемеловые впадины обладают отличительными чертами, подчеркивающими их несомненную связь с палеозойскими складчатыми сооружениями.

Заключение

Каковы же общие закономерности структурного положения верхнемеловых впадин южной части Восточно-Европейской платформы и ее палеозойского обрамления?

Верхнемеловая эпоха была эпохой одной из крупнейших в истории Восточно-Европейской платформы трансгрессии, охватившей ее южную часть. Трансгрессия, начавшаяся в альбский век, достигла максимума на различных участках платформы в различные века верхнемелового времени. Наиболее устойчивые условия почти непрерывного осадконакопления существовали во впадинах, заложившихся в герцинский этап развития платформы. С началом юрского периода совпадает начало следующего (по Н. С. Шатскому и А. А. Богданову [36], четвертого) этапа развития платформы, для которого характерно возобновление

энергичного прогибания упомянутых впадин. Следовательно, верхнемеловые впадины развивались в целом как структуры, унаследованные по отношению к палеозойскому структурному плану платформы. Степень унаследования развития наиболее резко выражена у мезо-кайнозойской Украинской синеклизы, осевая часть которой почти полностью совпадает с осью палеозойского прогиба Большого Донбасса.

Из всего мезо-кайнозойского комплекса, выполняющего впадины платформы, верхнемеловые и тесно связанные с ними альбские отложения наиболее широко распространены, как бы «выплескиваясь» за борта впадин. Эта особенность распространения верхнемеловых осадков хорошо передается геологической картой. Они залегают не только на непосредственно предшествующих им по возрасту слоях нижнего мела, но и на различных горизонтах юры, триаса, палеозоя вплоть до докембрия Украинского щита и Воронежской антеклизы. К сказанному

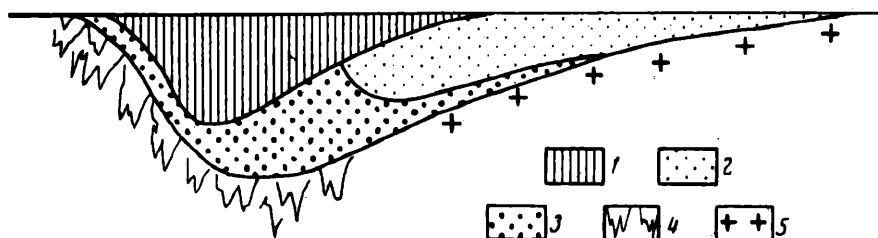


Рис. 3. Схема соотношения мезозойских и кайнозойских впадин зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и палеозойских складчатых сооружений:

1 — миоценовые впадины (краевые прогибы); 2 — меловые и палеогеновые впадины; 3 — юрские впадины; 4 — палеозойские складчатые сооружения; 5 — платформа

следует добавить, что рисунок геологической карты, конечно, не передает былого более широкого распространения верхнего мела на поднятых участках платформы. Даже Украинский щит (во всяком случае его значительная часть) перекрывался отложениями верхнего мела. Об этом, в частности, свидетельствует отсутствие прибрежных фаций в составе отложений некоторых ярусов современного обрамления щита (рис. 3).

Периферия платформы и примыкающие к ней палеозойские складчатые сооружения в верхнемеловую эпоху также были охвачены устойчивыми опусканиями. В основном именно в верхнемеловую эпоху были созданы Причерноморская впадина, Польско-Литовская синеклиза, Щецинско-Лодзинский прогиб и Датская впадина.

Наиболее существенной особенностью упомянутых впадин является то, что они обладают узкими, линейно вытянутыми очертаниями. Их контуры в известной мере отражают одну из важных особенностей очертаний платформы, заключающуюся в том, что на значительных расстояниях ее границы образуют прямолинейные отрезки [36].

Отличительным признаком этих впадин является резко выраженная асимметрия. Обычно их платформенные крылья пологие, а крылья, расположенные на складчатом основании, — крутые. Несколько особняком стоит Щецинско-Лодзинский прогиб, у которого северо-восточное крыло, обращенное в сторону платформы, более крутое, что

связано с наличием здесь своеобразного структурного элемента — Поморско-Куявской зоны поднятий.

Наличие на крыльях впадин пологих складок, куполовидных поднятий, флексур, а в ряде случаев и разрывных нарушений, возникновение которых находится в прямой связи со структурами основания, составляет еще одну особенность этих впадин.

Следующая особенность рассматриваемых впадин состоит в том, что слагающие их верхнемеловые толщи относятся к типичным платформенным формациям, но отличаются значительно большими мощностями по сравнению с одновозрастными отложениями, выполняющими синеклизы платформы. Указанное различие в мощностях никоим образом не связано с изменением фациального состава осадков, а обусловлено лишь непрерывностью седиментации во впадинах окраины платформы.

Наконец, существенны их взаимоотношения как с более древними, так и с более молодыми областями прогибаний. Рассматриваемые меловые впадины смещены в сторону платформы по отношению к юрским прогибам. С другой стороны, отдельные участки этих впадин были вовлечены в значительные погружения в миоцене при формировании альпийских краевых прогибов, заполненных типичными для краевых прогибов соленосными и молассовыми формациями (рис. 2 и 3).

Окраинное положение впадин, их асимметрия, значительные мощности слагающих их осадков и некоторые другие признаки позволяли ряду исследователей относить их к краевым прогибам. Однако этому противоречит весь ход развития в мезо-кайнозойскую складчатых структур обрамления платформы.

Рассматриваемые верхнемеловые структуры — Причерноморская впадина, юго-западная часть Польско-Литовской синеклизы, Щецинско-Лодзинский прогиб и Датская впадина — занимают совершенно определенное положение как в пространстве — в пограничной полосе между докембрийской платформой и палеозойской складчатой областью, так и во времени, отвечая эпохе крупных опусканий юга платформы. В отличие от типичных краевых прогибов, их, вероятно, следовало бы называть окраинными впадинами. Формирование перечисленных верхнемеловых впадин составляет отчетливо выраженный этап в длительном процессе погружения окраин Восточно-Европейской платформы и сопредельных палеозойских складчатых областей. Возникшая в результате продолжительного развития пограничная зона, по-видимому, может быть сопоставлена с зонами перикратонных опусканий, недавно выделенными Е. В. Павловским [20] для Сибирской платформы.

Верхнемеловые впадины, развитые в пределах областей палеозойской складчатости, не обладают столь резко выраженными линейными очертаниями. Эти небольшие по занимаемой площади, но глубокие прогибы либо приурочены к определенным отрицательным структурам палеозойского основания (Маньчжурский прогиб, структуры восточного продолжения Донецкого бассейна, Северосудетская и Внутрисудетская мульды), либо возникли в результате достаточно сложного развития в течение мезозоя (Мюнстерская впадина, Субгерцинская мульда и др.).

Как показывает схема, помещенная на рис. 1, верхнемеловые впадины, развившиеся на Восточно-Европейской платформе, в зоне ее сочленения с палеозоидами и, наконец, в пределах последних; об-

ладают совершенно определенными очертаниями. Имея в виду указанные различия, нам представляется возможным предположить, что граница Восточно-Европейской платформы в пределах Польши и Германии примерно совпадает с линией, ограничивающей с юго-юго-запада полосу развития линейно вытянутых окраинных верхнемеловых впадин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аванесян Г. М. Геологическое развитие Молдавской депрессии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 1.
2. Архангельский А. Д., Крестовников В. Н., Шатский Н. С. Сенноманские и третичные фосфориты Южно-Русской впадины. Сб. «Фосфориты СССР». Изд. Геол. ком., 1927.
3. Буров В. С. и Глушко В. В. О строении фундамента внешней (газоносной) зоны Предкарпатского неогенового прогиба. Геология нефти и газа, 1960, № 9.
4. Глушко В. В. Основные черты тектоники Предкарпатского прогиба и прилегающей части Русской платформы. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, 1958, № 5—6.
5. Гофштейн И. Д. Схема тектоники Бессарабии. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, т. XXVII, вып. 6.
6. Дикенштейн Г. Х. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Степного и Предгорного Крыма. Тр. научн.-произв. совещ. по пробл. нефтегазоносности Украины (1956). Изд-во АН УССР, Киев, 1959.
7. Дубинский А. Я. Большедонбасско-Предкавказская складчатая область и эпипалеозойская платформа юга Европейской части СССР. Геологическое строение СССР, т. 3. Изд. ВСЕГЕИ, М., 1958.
8. Дубинский А. Я. Об унаследованных структурах Восточного Донбасса. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, т. XXXIV, вып. 1.
9. Казаков М. П., Чарыгин М. М. и др. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей. Гостоптехиздат, М., 1958.
10. Калинин Н. А. К тектонике юго-востока Русской платформы. Нефть. хоз-во, 1954, № 10.
11. Каменецкий А. Е. Верхнемеловые отложения Степного Крыма. Тр. Всес. геол.-разв. нефт. ин-та, 1958, вып. XII.
12. Кожевников И. И. О несоответствии мезозойской и верхнепалеозойской структуры северной части территории Северо-Каспийского прогибания. Новости нефт. техники, геология, 1959, № 2.
13. Кожевников И. И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности северной части территории Северо-Каспийского прогибания. Геология нефти и газа, 1959, № 1.
14. Колтыпин С. Н. Верхнемеловые отложения Урало-Эмбенской соляно-купольной области юго-западного Приуралья и Примугоджарья. Тр. Всес. нефт. геол.-разв. ин-та, 1957, вып. 109.
15. Лычагин Г. А. Геологическое строение и история развития равнинной части Крыма. Тр. Всес. геол.-разв. нефт. ин-та, 1958, вып. XII.
16. Маслакова Н. И. К уточнению разрезов верхнего мела Тарханкутской и Джанкойской опорных скважин Крыма. Научн. докл. высш. школы, геол.-геогр. науки, 1958, № 1.
17. Муратов М. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. Сов. геология, 1955, сб. 48.
18. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолтехиздат, М., 1960.
19. Найдин Д. П. Основные черты тектоники Львовско-Люблинской мульды. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1953, т. XXVIII, вып. 3.
20. Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 12.
21. Петренко В. С. О формировании Поморско-Куявской зоны поднятий. Сов. геология, 1959, № 2.
22. Рудкевич М. Я. О тектонической структуре Западного Причерноморья. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, т. XXXIV, вып. 1.
23. Сазонов Н. Т. (ред.). Литолого-фациальные карты Русской платформы. Меловая система. Изд. ВНИГРИ и ГЕОХИ АН СССР, 1952.
24. Соболев Д. Н. Проблемы глубокой геологии Северо-Украинского бассейна. Зап. н.-и. геол. ин-та при Харьк. гос. ун-те, 1934, т. IV.

25. Соболев Д. Н. Сводный геологический очерк бассейна р. Донца. Гостехиздат УССР, Киев, 1936.
26. Соболевская В. Н. Палеогеография и структура Русской платформы в верхнемеловую эпоху. Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР, М., 1951.
27. Соллогуб В. Б. Тектоника передовых прогибов Альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР. Изд-во АН УССР, Киев, 1960.
28. Усков М. В. О тектонической структуре Западного Предкавказья. Уч. зап. Ростовск. ун-та, т. 48, общеуниверситет. сб. раб. 1956 г., вып. 1. Ростов н/Д, 1957.
29. Чекунов А. В. Основные стадии геотектонического развития Азово-Кубанской впадины. Сов. геология, 1960, № 2.
30. Черняк Н. И. К истории развития Причерноморской впадины. Тр. УкрНИГРИ, 1959, вып. 2.
31. Чирвинская М. В. и Гуревич Б. Л. К вопросу о тектонике Причерноморской впадины. Сов. геология, 1959, № 4.
32. Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 1. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 1.
33. Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 4. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.
34. Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 5. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, т. XXX, вып. 5.
35. Шатский Н. С. (ред.). Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. Госгеолтехиздат, М., 1956.
36. Шатский Н. С. и Богданов А. А. Объяснительная записка к Тектонической карте СССР и сопредельных стран. Госгеолтехиздат, 1957.
37. Шатский Н. С. и Богданов А. А. О Международной тектонической карте Европы, масштаб 1:2 500 000. Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 4.
38. Brotzen F. De geologiska resultaten från borringarna vid Höllviken. Del I. Kritan. Sver. Geol. Undersök., 1945, ser. C., Arsbok 38 (1944), Nr. 7.
39. Dabrowska Z. Wyniki wiercenia oporowego Pagórki IG-1. Przegl. geol., 1959, 6.
40. Dabrowski A. Budowa głębszego podłoża Polski zachodniej w świetle wyników badań geofizycznych. Kwart. geol., 1957, t. I, nr 1.
41. Dadlez R. Wiercenia niemieckie na Pomorzu Zachodnim. Przegl. geol., 1957, 10.
42. Gregersen A., Sorgenfrei Th. Efterforskningsarbejdet i Danmarks dybere undergrund. Medd. Dansk geol. foren., 1951, Bd. 12.
43. Jaskowiak M. Komunikat o wierzeniu oporowym górzów Wielkopolski IG-1. Przegl. geol., 1959, 6.
44. Kölbl H. Stand und Ergebnisse der Kartierung des tieferen Untergrundes Nordostdeutschlands und angrenzender Gebiete. Ber. Geol. Ges., 1959, Bd. 4, Hf. 2/3.
45. Kölbl H. Zur Paläogeographie des Mesozoikums im Flachlandgebiet der DDR unter Berücksichtigung angrenzender Gebiete. Ann. Inst. Geol. publ. Hungarici, 1960, vol. XLIX, fasc. 1.
46. Krassowska A. Komunikat z wiercenia oporowego Magnuszew. Przegl. geol., 1959, 6.
47. Kukuk P. Geologie des Niederreinsch-Westfälischen Steinkohlengebietes. Berlin, 1938.
48. Lendzion K. Komunikat z wiercenia oporowego Zebrak IG-I. Przegl. geol., 1959, 6.
49. Müller J. Komunikat z wiercenia oporowego Chelm. Przegl. geol., 1959, 6.
50. Niemczycka T. Komunikat z wiercenia oporowego Bystrzyca. Przegl. geol., 1959, 6.
51. Pawłowski S. Anomalie magnetyczne w Polsce. Biul. Panstw. inst. geol., 1947, 44, ser. geofizyczna, nr 2.
52. Pozaryski W. Podłoże mezozoiczne Kujaw. Biul. Panstw. inst. geol., 1955, 55.
53. Pozaryski W. Podłoże północno-zachodniej Polski na tle struktur otaczających. Kwart. geol., 1957, t. I, nr 1.
54. Pozaryski W. Podział strukturalno-geologiczny Polski jako Podstawa badań. Przegl. geol., 1956, 6.
55. Pozaryski W. Południowa — zachodnia krawędź Fennosarmacji. Kwart. geol., 1957, t. I, nr 3—4.

56. Pozaryski W. Zarys stratygrafii i paleogeografii kredy na nizu Polskum. Inst. geol., prace t. XXX, część II. Warszawa, 1960.
57. Regionalna geologia Polski, t. II. Region Lubelski. Państw. Tow. geol. Kraków, 1956.
58. Samsonowicz J. O utworach kredowych w wierceniach Łodzi i budowa niecki Łódzkiej. Biul. Państw. inst. geol., 1948, 50.
59. Tyski S. Wyniki wiercenia oporowego Paslek IG-I. Przegl. geol., 1959, 6.
60. Voigt E. Das Norddeutsch-Baltische Flachland im Rahmen des europäischen Schollenmosaiks. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 1954, Hf. 23.
-

ON THE UPPER CRETACEOUS DEPRESSIONS IN THE SOUTHERN PART OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM AND ITS PALEOZOIC FRAMEWORK

D. P. Naidin and V. S. Petrenko

The paper represents a brief outline of available data on the structural status of the Upper Cretaceous depressions in the southern part of the East European platform and its Paleozoic framework. These depressions had been formed during an epoch of gigantic transgressions. These structure of depressions occurs to vary within the boundary line of the Pre-Cambrian platform within the zone of the junction with the Paleozoic structures and throughout the area of development of the Paleozoic folding.

The Upper Cretaceous depressions of the platform covering extensive areas had developed inheritedly in regard to the Hercynian structural plan. The maximum thickness of deposits filling the latter do not exceed 500—700 *m*. The Upper Cretaceous depressions developed within the scope of the Paleozoic area foldings are not so large; they are deep (their thickness in the sites of the Upper Cretaceous depressions in some cases amounts to 2000 *m*); the downwarping sites are ascribed to definite structures of the Paleozoic base.

The depressions occurring in the junction zone of the East European platform with the Paleozoic folded structures are of utmost interest. Their site plan representation depicts them as relatively narrow ones, somewhat extended in the linear direction and abruptly asymmetric in their cross section. The Upper Cretaceous deposits filling the depressions are represented by platform facies and reach sufficient thickness (up to 2000 *m*). The formation of these depressions, named by the authors as marginal ones is a distinctly pronounced stage in the lengthy process of the development of marginal subsidence of the East European platform and its adjoining folded areas.

The authors believe that the border line of the East European platform, within the limits of Poland and Germany, approximately coincides with the line which circumscribes the belt of development of the linear extended marginal Upper Cretaceous depressions from the south-south-west.
