

85345

0224  
g

*И. А. Шамрай*

**ПАЛЕОГЕН  
ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА  
И СЕВЕРНОГО КРЫЛА  
АЗОВО-КУБАНСКОЙ ВПАДИНЫ**

*Издательство Ростовского университета*

**1964**

*И. А. Шамрай*

ПАЛЕОГЕН  
ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА  
И СЕВЕРНОГО КРЫЛА  
АЗОВО - КУБАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Ответственный редактор доц. С. Я. ОРЕХОВ

ШАМРАЙ Игнатий Андрианович

ПАЛЕОГЕН ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА И СЕВЕРНОГО  
КРЫЛА АЗОВО-КУБАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Редактор Серопоршнев М. Т.

Технический редактор М. И. Павличенко

Корректоры Т. П. Зенкова, П. С. Богуславская

---

Изд. 24/276. Сдано в набор 27-VI 1964 г. Подписано к печати 9-IX 1964 г. Формат 70 x 108/16. Объем 14,75 физ. л., 21,8 усл. п. л., 22,5 уч.-изд. л. ПК 25026. Тираж 600.

Издательство Ростовского университета  
Энгельса, 105

Типография им. Калинина Областного Управления  
по печати в г. Ростове-на-Дону.  
Заказ № 192. Цена 1 руб. 33 коп.

## ВВЕДЕНИЕ

Палеогеновые отложения на юге Русской платформы весьма широко распространены на Волге, на Дону, на Днепре, а также на Северном Кавказе. Эти отложения очень мощно представлены и на территории Восточного Донбасса и Азово-Кубанской впадины. Однако, в отличие от Северного Кавказа, Волги и Днепра, палеогеновые отложения Восточного Донбасса и Азово-Кубанской впадины изучены слабо. Отсутствие геологических и литологических сведений на этой площади затрудняло решение общих литофациальных, палеогеографических и стратиграфических задач.

Палеогеновые отложения на рассматриваемой, переходной к Русской платформе территории, особенно в полосе Азово-Кубанской впадины, представлены очень мощными и почти непрерывными разрезами. Изучение этих разрезов позволит правильно и однозначно подойти к палеогеографическим и особенно стратиграфическим построениям не только на данной площади, но и на других территориях Русской платформы (Волга, Днепр), где палеогеновые формирования, по существу, представляют собой разрозненные слои отдельных, наиболее далеко распространявшихся на север палеогеновых трансгрессий.

На значительной части Восточного Донбасса (Нижний Дон, Сев. Донец, Сал, Маныч) палеогеновые отложения также представлены не полно. Из разреза палеогеновой толщи обычно выпадает ряд крупных стратиграфических подразделений. Поэтому одновременно с изучением палеогеновых отложений собственно Восточного Донбасса были проведены литологические исследования палеогена Азово-Кубанской впадины, особенно северного ее крыла. Здесь в стратиграфически полных и непрерывных разрезах удалось установить достаточно четко выраженное циклическое строение палеогеновой толщи, обусловленное главным образом региональными тектоническими колебательными движениями и связанными с ними трансгрессивно-регрессивными изменениями палеогенового бассейна. Сопоставление палеогеновых отложений собственно Восточного Донбасса с циклически построенными толщами Азово-Кубанской впадины позволило установить, что формирование этих отложений в Восточном Донбассе происходило в условиях одних и тех же тектонических движений. Их литологические и фациальные изменения обуславливались продолжительностью и дальностью продвижения палеогеновых трансгрессий к северу от Азово-Кубанской впадины.

Следует отметить, что циклический анализ, до сих пор мало применявшийся при изучении палеогеновых отложений на данной территории, в дальнейшем должен явиться одним из основных методов геологического познания названной толщи. Он позволит подойти к большим обоснованиями к решению фациальных и палеогеографических задач и, особенно, к правильным и однозначным стратиграфическим построениям.

В настоящей, чисто литологической работе не ставилась задача решения стратиграфических вопросов с привлечением всех существующих для этих целей методов. В частности, не изучался содержащийся в палеогеновых слоях палеонтологический материал. Для уточнения стратиграфических схем деления палеогеновой толщи привлекался чисто литологический материал и отмеченные выше циклические построения. Лишь для эоценовых слоев была впервые сделана попытка разработать новый кокколитоковый биостратиграфический метод, оказавшийся очень эффективным для стратиграфического расчленения эоценовых отложений.

Для того чтобы установить возможность применения этого метода для стратиграфических построений, изучались палеогеновые отложения и содержащиеся в них остатки кокколитофоридов в ряде разрезов за пределами рассматриваемой территории (Днепр, Волга, Северный Кавказ, Туркмения). Исследования показали, что видовой состав кокколитофоридов, резко изменяясь по вертикали разрезов в разновозрастных слоях, повсеместно остается строго постоянным. На основании этого оказалось возможным сопоставлять и коррелировать даже очень удаленные разрезы палеогена, особенно эоцена.

Исследования показали, что кокколитофориды имеют важное породообразующее значение. Известковистость некоторых палеогеновых пород обусловлена почти исключительно присутствием остатков этих организмов. В частности, значительно распространенные на территории Восточного Донбасса палеогеновые мелоподобные известняки (мергели) составлены преимущественно известковистыми остатками кокколитофоридов. Наконец, остатки этих пелагических организмов оказались очень эффективными при установлении трансгрессивных осадочных формирований палеогена и в его циклических построениях.

Литологические исследования палеогеновой толщи выполнялись главным образом на керновом материале буровых скважин. Это объясняется тем, что на большей части рассматриваемой территории (восточное погружение Донбасса, Азово-Кубанская впадина) палеоген перекрыт мощными толщами неогена и четвертичными отложениями и на дневную поверхность не выходит. Лишь в северной и северо-восточной периферии открытого Донбасса (бассейн Сев. Донца, Средний и отчасти Нижний Дон, р. Чир) палеоген достаточно доступен для его изучения в естественных обнажениях. По существу, предшествующие исследователи изучали палеогеновые толщи почти исключительно на этих площадях.

Исследования на керновом материале буровых скважин имеют определенные недостатки по сравнению с исследованиями в естественных обнажениях (чаще всего ограниченный подъем керна, трудность установления структурных и текстурных изменений по простиранию и пр.). Вместе с тем кернавый материал дает более точные представления об общей петрографической и минералогической природе изучаемых пород, в особенности о диагенетическом комплексе минералов, и тем самым о геохимических и гидрохимических условиях формирования этих пород. В разрезах буровых скважин лучше устанавливаются комплексы сульфидных минералов и некоторых их силикатных представителей (глаукоцит, шамозит, цеолит, глинистые минералы); близкими к существовавшим в бассейне определяются значения  $pH$  и  $Eh$ .

Исследования показали, что некоторые породы и минералы, широко представленные на поверхности, являются нехарактерными или совсем не встречаются в глубоко залегающих слоях, не претерпевших вторич-

ных гипергенных изменений. Интерес представляют окремненные породы (осадочные кварциты, кремнистые песчаники, опоки), распространенные среди палеогеновых и меловых отложений в зонах их выходов на дневную поверхность. Эти породы, в их кремнистой части, имеют гипергенное происхождение и не прослеживаются в глубоко залегающих палеогеновых толщах или встречаются на глубинах лишь в зонах перерывов, где они возникли также под воздействием поверхностных древних гипергенных процессов. Наличие кремнистых пород среди глубоко залегающих палеогеновых слоев следует учитывать как признак, указывающий на существование перерывов в морском осадконакоплении.

Основной задачей лабораторных литологических исследований было выяснение петрографической сущности палеогеновых пород: их структурно-текстурные особенности, состав породообразующих терригенных и аутигенных минералогических ассоциаций, состав глинистых минералогических комплексов, присутствие органического вещества и следов органической переработки пород в стадии осадконакопления, степень размокаемости пород и пр.

В качестве основного, массового метода применялись микроскопические исследования пород. Кроме общепринятых в петрографической практике плоско-параллельных шлифов, с большой эффективностью использовались пленочные иммерсионные препараты. Изготовление этих простых препаратов заключается в том, что суспензию исследуемой породы наносят на предметное стекло. После высушивания пленку вещества закрывают покровным стеклом и, внося иммерсионную жидкость, исследуют как обычный шлиф. На стекле можно изготовить несколько препаратов.

Пленочные иммерсионные препараты не заменяют, однако, плоско-параллельных шлифов. Оба метода используются одновременно. Следует отметить, что исследования в пленочных иммерсионных препаратах позволяют нередко устанавливать такие детали породы, которые трудно выявлять в плоско-параллельных шлифах (например, цеолиты, опал, коккслитифориды и пр.).

Глинистые минералы изучались обычными методами: хроматическим, термографическим, электронномикроскопическим и отчасти рентгеноскопическим. В ряде разрезов проводились химические анализы пород.

Изучение комплексов тяжелых терригенных минералов выполнялось главным образом для кластогенных песчаных и алевритистых пород. Тяжелые минералы выделялись и изучались также в некоторых глинистых породах, обогащенных алевритистыми и песчаными примесями (например, в майкопских глинах, среди которых чисто кластогенные породы встречаются редко).

Тяжелые фракции с повышенным содержанием аутигенных минералов (сульфидов железа, карбонатных минералов, окисножелезистых минералов) всегда протравливались азотной или соляной кислотой. Иногда в результате протравливания освобождалось значительное количество легких минералов; в этих случаях производилась повторная сепарация тяжелых фракций. Хорошо оправдал себя для этих целей капельный метод сепарации в бромформе.

Удаление аутигенных минералов из тяжелых фракций позволяло более точно оценивать количество тяжелых терригенных минералогических ассоциаций. Кроме того, представлялась возможность получать цифровые значения этих ассоциаций в различных слоях и в различных

разрезах в сопоставимых величинах, не снижаемых присутствующими в породах тяжелыми аутигенными минералами.

В литературе, касающейся палеогеновых отложений юга Русской платформы, главное внимание уделяется вопросам стратиграфии. Стратиграфическим исследованиям северной и северо-восточной полосы Донбасса, где палеогеновые толщи наиболее хорошо обнажены, посвящен ряд работ Г. П. Леонова, В. П. Семенова, М. Н. Ключникова, К. Н. Негадаева-Никонова, Е. П. Лазаревой, Е. Н. Федоренко и др. Палеогеновые отложения и их стратиграфия на этой большой площади рассматривались также при геологической съемке, проводимой Волго-Донским территориальным геологическим управлением.

Из авторов, ранее исследовавших наравне с другими толщами также и палеогеновые отложения, следует отметить стратиграфические работы П. М. Петрова, А. П. Кичапова, В. П. Воинова, А. К. Алексева, Г. П. Алферьева, Н. Г. Григоровича-Березовского, Б. К. Лихарева и особенно Н. А. Соколова, разработавшего основу стратиграфического деления палеогена на юге Русской платформы.

В последнее десятилетие стратиграфические исследования палеогена в области восточного погружения Донбасса и Азово-Кубанской впадины проводились в связи с глубоким бурением на нефть и газ. Широкие стратиграфические обобщения даны Ф. П. Пантелеевым и затем Б. П. Жижченко. Большие микрофаунистические и стратиграфические исследования провели В. Г. Морозова, Ю. А. Судариков, Ю. П. Никитина, Е. К. Шуцкая, М. М. Беляева. Разрезы опорных скважин Азово-Кубанской впадины были детально изучены З. А. Антоновой, Г. А. Малышек, А. К. Богдановичем, Л. С. Тер-Григорьянц и др.

В результате исследований этих авторов был создан ряд стратиграфических схем деления палеогена. Схемы составлены в соответствии с существующим стратиграфическим делением палеогеновых разрезов на Волге или еще более удаленных разрезов на Днестре. Для южных площадей рассматриваемой территории (бассейн р. Маныча, Азово-Кубанская впадина) разработаны схемы, в общем соответствующие стратиграфическому расчленению палеогена на Северном Кавказе и Ставрополье.

Существование многочисленных, нередко чисто местного значения, стратиграфических схем деления палеогена создает большие трудности в общем геологическом изучении палеогеновых отложений на юге Русской платформы. К настоящему времени накоплен очень большой фактический материал, который позволяет разработать общую, унифицированную, схему стратиграфических делений палеогена на всей площади юга Русской платформы, и в частности на данной территории. Ряд очень важных, хорошо обоснованных положений для создания унифицированной схемы палеогена дает Б. П. Жижченко.

В качестве стратотипических должны быть взяты разрезы Северного Кавказа и Азово-Кубанской впадины, где палеогеновые отложения представлены наиболее мощными, стратиграфически непрерывными, циклически построенными толщами. Ряд реперных горизонтов палеогена (майкопская серия, верхнеэоценовые слои, нижние слои палеоцена и др.) с мало изменяющимися литологическими особенностями прослеживаются далеко на север, в область Русской платформы, что позволяет увязывать разрезы весьма удаленных друг от друга участков рассматриваемой территории. В дальнейшем в данной работе стратиграфические интерпретации палеогеновых разрезов будут проводиться в соответствии с существующими палеогеновыми схемами, разработанными Б. П. Жижченко, Е. К. Шуцкой, Ю. П. Никитиной и другими для Северного Кавказа и Азово-Кубанской впадины.

Литологические исследования палеогена на данной территории проводились в ограниченных масштабах. Они касались главным образом изучения тяжелых терригенных минералов. Комплексы этих минералов по ряду южных разрезов указанной территории освещены с достаточной полнотой В. А. Гроссгеймом, который на основании полученных результатов производит палеогеографические построения.

Подобные же минералогические исследования по опорным буровым скважинам Азово-Кубанской впадины выполнены М. А. Ясеновой, А. Г. Тарасовой и для более северных площадей — С. Я. Ореховым, А. И. Кохановской, К. И. Спасибуховой и др.

Собственно, чисто петрографические исследования проводились в основном с целью промышленной оценки палеогеновых пород (строительные и формовочные пески, осадочные кварциты, опоки, фосфориты и пр.). Значительные петрографические исследования верхнепалеогеновых отложений были проведены в связи с проектированием и строительством Цимлянского гидроузла.

Наконец, следует отметить работы, связанные с петрографическим изучением глинистых пород. Детальные исследования глинистых слоев майкопской толщи на территории Азово-Кубанской впадины выполнены Д. Д. Котельниковым.

Порядок изложения материала в настоящей работе проводится в соответствии с выделяемыми на рассматриваемой территории естественными геологическими районами, различно охарактеризованными в структурно-геотектоническом отношении: Азово-Кубанская впадина, восточное погружение Донбасса, северо-восточная область Донбасса.

## **СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ НАКОПЛЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА И СЕВЕРНОГО КРЫЛА АЗОВО-КУБАНСКОЙ ВПАДИНЫ**

Общий ход палеогенового осадкообразования и осадконакопления на рассматриваемой территории, а тем самым и общий облик палеогеновых осадочных формирований в значительной степени определяются структурно-тектонической обстановкой, существовавшей в предпалеогеновое время. Этим обуславливались мощности палеогеновых накоплений, полнота стратиграфических подразделений на различных участках территории, литофациальные особенности и их изменения в пространстве.

Не менее важное значение имели также последующие изменения этого структурного плана в результате тектонических движений, по-разному проявлявшихся в различные отрезки времени и на различных участках территории.

К настоящему времени структурно-тектонический характер данной территории, особенно в его древних, допалеозойских и палеозойских, формированиях (этажах), уже достаточно выяснен (М. В. Муратов, 1956; М. В. Усков, 1956; Н. С. Шатский, 1957; И. И. Потапов и Н. И. Погребнов, 1962, и др.). Выделены крупные надпорядковые тектонические структурные формы (Украинский щит, Русская платформа, Предкавказская плита), установлены и прослежены менее крупные тектонические структуры.

Крупная надпорядковая структура — Украинский щит захватывает большой регион, к западу от рассматриваемой территории. Однако сво-

им восточным погружением щит вдается в пределы Восточного Донбаса. В допалеозойское и в палеозойское время он оказывал здесь определенное геотектоническое влияние. Унаследованные тектонические движения, по-видимому, имели место и в последующие эпохи, в частности в кайнозойское время, что влияло на ход осадкообразовательных процессов (привнос осадочного материала, трансгрессивно-регрессивные изменения бассейнов и т. д.).

Русская платформа захватывает рассматриваемый регион только своими юго-восточными краями, которые отграничиваются с юга Донецкой складчатой областью. Фундаментом платформы служат дислоцированные кристаллические породы архея и протерозоя. Покровом платформы являются мощные, мало дислоцированные осадочные формирования девона, карбона и перми; последние, в свою очередь, перекрываются сравнительно маломощными слоями мезокайнозоя, нередко с очень глубокими размывами в их контакте.

В пределах южной части Русской платформы выделяется несколько крупных структурно-тектонических форм I порядка. Из них особенно важную роль в формировании всего мощного осадочного покрова, включая и рассматриваемые кайнозойские отложения, играла Воронежская антеклиз. Эта крупная тектоническая структура имеет типично платформенное строение. Фундамент ее сложен кристаллическим комплексом докембрия, а платформенный чехол меняющейся мощности представлен морскими и континентальными образованиями девона, карбона и отчасти мезокайнозоя (мела и в меньшей степени палеогена).

На дневной поверхности выхода докембрийских пород кристаллического фундамента прослеживаются в окрестностях городов Богучара и Павловска (на Дону). Этот участок неглубокого залегания древнего кристаллического субстрата известен под названием Павловского выступа. Не исключено, что последний уже в палеогеновое время выходил на поверхность и являлся источником осадочных масс, поступавших в палеогеновый бассейн. Как ниже будет отмечено, в разрезах палеогена на Дону (Вешенская) нередко прослеживаются горизонты грубых гравелитистых пород с неокатанным кварцевым материалом. Несомненно, что этот материал поступал из очень близко расположенной размывающейся суши, какой мог быть Павловский выступ.

К востоку, на погружении Воронежской антеклизы, развиваются тектонические формирования, основной структурой которых является Доно-Медведицкий вал, прослеживающийся почти в меридиональном направлении. В составе этой крупной структуры выделяется ряд более мелких форм: Иловлино-Медведицкий и Доно-Арчединский валы, Дорожкинская седловина и Терсинская внутриплатформенная впадина, Хоперская моноклиналь.

Сильный, нередко вплоть до каменноугольных отложений, размыв осадочного чехла Доно-Медведицких поднятий указывает на существование позднейших движений в предкайнозойское и кайнозойское время. Этим, по-видимому, было обусловлено возникновение в данном районе наряду с Павловским выступом большой площади эрозионного смыва, за счет которого в палеогеновый бассейн поступали значительные массы терригенного материала (размыв юрских отложений нижнего и верхнего мела).

Восточным продолжением Доно-Медведицких дислокаций является так называемая Приволжская структурная терраса, также, по-видимому, приподнимавшаяся в кайнозойское время. Она представляет собой плоскую, моноклинально построенную структуру, прослеживающуюся параллельно Волге и резко обрывающуюся к востоку, в сторону Северо-Каспийской синеклизы. Приволжская моноклиналь осложнена более

мелкими тектоническими нарушениями, в частности, нарушениями солянокупольной тектоники.

Самый южный край южного крыла Воронежской антеклизы выделяется сейчас (И. И. Потапов, Н. И. Погребнов, 1962) под названием Северо-Донецких дислокаций, или Северо-Донецкой моноклинали. Это довольно крупная структура, в общем моноклиналичного строения. Она прослеживается вдоль южного склона Павловского выступа. Структура усложнена многочисленными, более мелкими тектоническими нарушениями, еще недостаточно изученными.

Незначительные мощности палеогеновых отложений в зоне развития этой тектонической моноклиналичной структуры (верхний бассейн рек Глубокой, Калитвы, Чира), выпадение из палеогеновых разрезов ряда горизонтов, крайне мелководный и прибрежный характер палеогеновых осадков и прочее указывают на то, что в кайнозойское, в частности в палеогеновое, время в области моноклинали продолжались весьма значительные тектонические движения.

Наконец, некоторыми исследователями (И. Ю. Лапкин, 1952, 1956; А. Я. Дубинский, 1956, 1958; А. М. Розентулер, 1959, и др.) в зоне сочленения Воронежской антеклизы с Донецкой складчатой системой выделяется отрицательная структура — Преддонецкий прогиб. Структура как отрицательная и самостоятельная форма закладывалась в палеозойское и, вероятно, в мезозойское время. В предкайнозойское и кайнозойское время существенные прогибания прекратились, и этот участок, как и соседняя к северу зона Северо-Донецких дислокаций, захватывался лишь сравнительно незначительными колебательными движениями. Это доказывается однородными мелководными и повсеместно мало мощными палеогеновыми отложениями. Следует отметить, что общие колебательные движения, захватывавшие большие территории, являлись наиболее существенным тектоническим фактором в формировании палеогеновых отложений.

**Предкавказская плита** представляет собой крайний южный молодой участок Русской платформы. И. И. Потапов и Н. И. Погребнов (1962), В. Б. Иваницкая и Н. И. Погребнов (1962) считают, что фундаментом плиты являются сильно дислоцированные толщи палеозоя, главным образом карбона. Платформенный чехол сложен мощными мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Причленение плиты к Русской платформе, по их мнению, произошло в мезозойское время.

В состав плиты входят как крупные тектонические структуры I порядка, так и многочисленные более мелкие тектонические формы, которые возникли или, по крайней мере, полностью оформились в разное время.

На севере Предкавказской плиты резко очерчивается отмечавшаяся выше Донецкая складчатая зона (открытый Донбасс) или, по терминологии М. В. Муратова (1956), Донецкий выступ. Он представляет собой сложную систему параллельных герцинских складок субширотного направления. Они сложены нередко сильно размытыми верхнепалеозойскими породами (карбон). Мезокайнозойский чехол также почти полностью уничтожен, и, по-видимому, некоторые толщи, например палеоген, здесь совсем не формировались; они распространены лишь в самых периферийных зонах этой области. В палеогеновое время Донецкий выступ, и вообще Донбасс, несомненно, являлся областью размыва.

На восток складчатые системы прослеживаются как продолжение Донецкой складчатой зоны или вала Карпинского. Эта огромнейшая полоса протягивается вплоть до дельты Волги, сохраняя в общем субширотное, общедонецкое направление. Фундаментом структуры также служат сильно дислоцированные породы карбона, но, в отличие от

Донецкого выступа, мезокайнозойский чехол выражен здесь повсеместно и местами очень мощно. В мезозойской части (триас, юра, мел) он сильно размыт; палеогеновые накопления сохранились почти полностью и представлены достаточно мощными толщами. Это указывает на то, что к началу палеогенового времени вся зона начала претерпевать значительные погружения, которые прерывались небольшими, кратковременными поднятиями.

Особенно значительные погружения структуры и каменноугольного субстрата происходили в восточной части полосы. Мощности мезокайнозойских накоплений достигают 2—2,5 км. Очень резко возрастают мощности палеогеновых формирований — до 1000—1500 м и более.

Азово-Кубанская впадина является, собственно, следующей к югу крупнейшей тектонической формой. Она ограничена с севера Донецкой складчатой зоной, с востока — Ставропольским поднятием, с юга — Кубанским предгорным прогибом. На основании многочисленного бурения, особенно в северном крыле впадины (ипатовская и песчаноконская, новоминская и другие скважины), установлено, что фундамент структуры здесь также слагают палеозойские сильно дислоцированные и заметно метаморфизованные толщи. Весьма мощный, 1000—3000 м, платформенный чехол представлен меловыми, палеогеновыми и неогеновыми формированиями. На юге впадины в сложении чехла также участвуют юрские породы.

Северное крыло Азово-Кубанской впадины осложнено крупными структурно-тектоническими формами II порядка. Из них наиболее хорошо прослежены Тузлов-Манычский прогиб и Азовское поднятие (Азовская антеклиза). В северо-восточной, периферийной, части впадины в субмеридиональном направлении выделяется поперечное поднятие — Сальский вал, осложненный рядом более мелких структур.

Заложение Азово-Кубанской впадины и отдельных ее структурно-тектонических форм, как считают многие исследователи (А. В. Чекунов, 1958, 1960; Н. А. Швембергер, 1962, 1963, и др.), произошло в альбское время или, возможно, даже в конце апта. Достаточно мощные терригенные слои апта вскрыты в ряде скважин на этой территории (выселковская, новоминская скважины и др.). Однако наибольшие погружения, прерываемые многократными поднятиями, наступили в верхнемеловое время, особенно в его отрезок сеноман—гурон—сантон. На фоне общего погружения юго-восточного края Русской платформы и Предкавказской плиты Азово-Кубанская впадина в этот отрезок времени являлась наиболее прогнутой структурой.

К концу верхнего мела, по данным Н. А. Швембергера (1963), начиная с сантона, наступил этап прерывистых тектонических поднятий, достигших максимума в датское время. Датские отложения в данном районе повсеместно отсутствуют. По-видимому, они здесь совсем не накопились. Местами сильно размыты маастрихтские и кампанские слои.

В палеогеновое время Азово-Кубанская впадина, как и вся Предкавказская плита, продолжала являться областью усиленных тектонических движений, главным образом колебательного порядка. Погружение, особенно на юге Азово-Кубанской впадины, было очень значительным, что обусловило формирование мощных палеогеновых накоплений. Периферийные участки характеризовались менее глубокими погружениями, а в некоторые отрезки времени тектонические движения положительного знака выводили эти участки на поверхность.

Несомненно, что подобные движения, по-видимому длительного характера, происходили на границе палеоцена и эоцена. В результате этих движений в зоне Азовской антеклизы и собственно Донецкого вы-

ступа были почти полностью размыты существовавшие здесь палеоценовые отложения. Они сохранились местами только в депрессионных углублениях. Слон нижнего и среднего эоцена не накапливались или формировались лишь в виде очень мелководных, исключительно терригенных осадков.

Неоднократные тектонические пульсации в периферийных зонах Азово-Кубанской впадины и вообще северного края Предкавказской плиты повторялись в верхнеэоценовое время. Значительные положительные движения в конце керестинского века обусловили местами полное срезание керестинских отложений (ростовско-каяловский, малокирсановско-федоровский и другие разрезы). Восточнее, в зоне Азовского выступа, были уничтожены лишь верхние, регрессивные слои и фации этого горизонта. Последующими движениями на западе Азовского выступа были срезаны, также местами полностью, слои кумской свиты.

Проявления новых, значительных тектонических движений на границе эоцена и олигоцена, а затем и в олигоцене подтверждаются выпадением из некоторых разрезов хадумской свиты или ее типично континентальным, болотным обликом. Последующие усиленные тектонические движения на очень больших площадях обусловили формирование мощных, циклически построенных накоплений майкопской серии.

Усиленные тектонические импульсы в области Предкавказской плиты имели место и в неогеновое время.

В палеозойское и, вероятно, в раннее мезозойское время тектонические движения на рассматриваемой территории в значительной мере носили резко дифференцированный, складкообразовательный характер. Именно в результате этих движений возникали отдельные, пространственно хорошо очерченные тектонические формы, нередко сильно усложненные вторичными, более мелкими структурами. Поздние мезозойские и кайнозойские движения приобрели региональный колебательный характер. Лишь местами, в зонах ранее обособившихся пликативных или дизъюнктивных структурных форм, унаследованно продолжали проявляться затухающие, узко дифференцированные движения, захватывающие слои более молодых отложений.

Вертикальные колебательные движения, особенно широко охватывшие территорию в кайнозойское время, обусловили многократные изменения бассейнов, а следовательно, и смены трансгрессивно-регрессивных циклов осадкообразования. Очень резко эти смены проявились в северных краевых зонах Предкавказской плиты и южной периферийной зоне Русской платформы, непосредственно рассматриваемых в данной работе.

В более южных зонах Предкавказской плиты (Азово-Кубанская впадина) тектонические движения достигали несравненно большей амплитуды, что доказывается резким возрастанием мощностей палеогеновых отложений. В результате этого трансгрессивные и особенно регрессивные полуциклы здесь не достигали своего полного завершения до осушения бассейна и возникновения континентальной фазы осадкообразования.

Увеличение мощностей палеогеновых формирований в южных частях Предкавказской плиты и Азово-Кубанской впадины, а тем самым и возрастание амплитуды вертикальных тектонических движений позволяет сделать вывод, что эти движения были связаны с общим тектоническим формированием Кавказской геосинклинали. Они являются отражением более усиленных движений, происходивших в области Кавказа.

## Древний субстрат, подстилающий палеогеновые толщи

Краткое литологическое рассмотрение более древних, подстилающих палеогеновые толщи, формирований в данной работе является весьма необходимым и уместным. Решение ряда отдельных геологических вопросов, в частности выяснение литологических особенностей и характера палеогеновых накоплений, должно проводиться с полной увязкой с древним субстратом. Особую важность эта увязка приобретает при решении тектонических, литогенетических и палеогеографических вопросов.

На дневную поверхность более древние, допалеогеновые, толщи выходят лишь в области восточного выступа Донбасса. На остальных площадях, рассматриваемых в данной работе, допалеогеновые формирования залегают на очень значительных глубинах, особенно в полосе Азово-Кубанской впадины и ее северного крыла.

Кристаллический субстрат, предположительно докембрийского возраста, вскрыт на различных, сравнительно небольших глубинах в северной, переходной к Донбассу зоне Азово-Кубанской впадины, в полосе Азовской антеклизы. Очень близко к поверхности он выступает на Ростовско-Батайской площади. Пешковской скважиной (к югу от г. Азова) кристаллические породы вскрыты на глубине около 400 м; на глубине около 500 м эти породы достигнуты батайской скважиной. В Ростове-на-Дону скважиной, заложеной вблизи железнодорожного вокзала, размытая поверхность кристаллического массива вскрыта на глубине 523,5 м. В 30 км южнее Ростова-на-Дону (каяловская скважина) эти же древние кристаллические породы установлены на глубине 624 м.

На таких же примерно глубинах залегают кристаллический субстрат во многих местах на западном и восточном продолжении Азовской антеклизы. К северу и к югу кристаллический субстрат резко погружается. Например, в окрестностях с. Маргаритовки, севернее Ейска, кристаллические породы вскрыты на глубине 1185 м, а на севере Азовской антеклизы (Новочеркасск, Персияновка) они совсем не были достигнуты.

Кристаллические породы представлены типичными сильно катаклазированными и местами рассланцованными пироксен-биотитовыми и реже биотит-мусковитовыми и амфибиоловыми гнейсами и гранитами. Иногда, как, например, по разрезу каяловской скважины, среди зеленатых гнейсов проходят небольшие жилы светло-серых аплитов. В общем комплекс кристаллических пород Азовской антеклизы мало отличается от состава пород более западной, приазовской кристаллической полосы, ранее описанных многими авторами (Д. П. Сердюченко, 1930, 1935; Н. С. Лаврович, 1930; И. Д. Царовский, 1948; Ю. Ю. Юрк, 1956; Н. П. Семененко, 1957, и др.). В последнее время кристаллических пород Азовской антеклизы касались в своих работах Л. А. Варданянц, А. Я. Дубинский (1959), И. Я. Баранов (1964) и В. В. Свиридов (1964).

Поверхность кристаллического субстрата, контактирующая с залегающими выше слоями—главным образом с различными горизонтами верхнего мела и местами с нижнемеловыми отложениями (ап—альб),— большей частью размытая, но в ряде точек сохранилась довольно мощная кора выветривания, представленная каолинами и каолинизированными породами (скважины каяловская, маргаритовская, федоровская и др.). Это указывает на то, что Приазовский кристаллический массив в мезозойское время испытывал значительные поднятия и в нижнемеловой период возвышался над окружающими бассейнами

в виде островной или полуостровной суши. Длительное континентальное существование этого кристаллического выступа обусловило глубокое выветривание кристаллических пород и формирование мощной коры выветривания. Верхнемеловой трансгрессией кора выветривания большей частью срезана и сохранилась, по-видимому, только в наиболее пониженных, котловинных участках.

Тектонические движения на рассматриваемой территории, несомненно, неоднократно повторялись и в последующее, палеогеновое время, но на дневную поверхность кристаллические породы не выходили. Непосредственный контакт палеогеновых слоев с кристаллическими породами нигде не установлен. Это указывает также на то, что осадочные массы, образовавшиеся в результате местного размыва кристаллических пород в данной полосе, в палеогеновый бассейн не поступали.

Обычно близко к поверхности, нередко на глубине 150—100 м и меньше, залегают древние, докембрийские кристаллические породы (граниты, гранодиориты и др.) в полосе южного крыла Воронежской антеклизы (северный район Ростовской области). Местами на кристаллической поверхности мощного развития достигает каолиновая кора выветривания (И. А. Шамрай, 1958). Однако непосредственно на кристаллической поверхности в этой полосе залегают девонские и каменноугольные отложения, а палеогеновые слои не контактируют с кристаллическим субстратом. На основании этого можно заключить, что кристаллические породы (северная полоса распространения) также не могли являться непосредственным источником поступления осадочных масс в палеогеновый бассейн.

Возможно, некоторый малосущественный привнос осадочного материала осуществлялся за счет размыва кристаллических пород более северо-западных территорий (Приазовский кристаллический массив, Украинский щит). На больших площадях этих территорий кристаллический субстрат в настоящее время выходит на поверхность. Он выходил во многих местах на поверхность и в палеогеновое время; это подтверждается тем, что контакт палеогена с кристаллическими породами прослежен во многих районах.

Не мог осуществляться местный привнос осадков в палеогеновый бассейн и за счет девонских отложений, налегающих на кристаллические породы докембрия. На рассматриваемой территории девонские отложения (верхний девон) на сравнительно небольших глубинах (150—100 м) вскрыты лишь на левобережье Среднего Дона (южное крыло Воронежской антеклизы). Они представлены здесь в основном песчанистым комплексом пород и отчасти глинами существенно каолинового состава.

Интерес представляют тяжелые терригенные минералы, содержащиеся в девонских породах. В составе их почти всегда содержатся ильменит, гранат, ругил и в меньших количествах—дистен, ставролит и силлиманит. Основываясь на этом, можно было бы считать, что девонские слои являлись одним из источников поступления тяжелых терригенных минералов в палеогеновые накопления. Однако девонские толщи на данной территории повсеместно перекрываются каменноугольными и мезозойскими отложениями и, очевидно, в палеогеновое время на дневную поверхность не выходили. Можно лишь предполагать, что эти толщи слагали предпалеогеновую поверхность на больших площадях вне пределов рассматриваемой территории и, таким образом, являлись источником осадочных масс. Не исключена возможность, что в предпалеогеновое время на поверхность выходили и размывались мощные девонские толщи на юге Украины. По данным ряда ис-

следователей (А. П. Ротай, 1934; Ю. М. Пушаровский, 1947; И. Ф. Трусова, 1947, и др.), на юге Украины, в бассейне р. Кальмиуса, девонские отложения распространены на очень большой площади и представлены преимущественно терригенными породами.

Мощным источником терригенных масс, обогащенных минералами дистеновой ассоциации, могли являться также обширные территории главного девонского поля Прибалтики.

Важное значение в качестве местного источника поступления осадочных масс в палеогеновый водоем на рассматриваемой территории могли иметь каменноугольные толщи Донбасса. На современном этапе эти толщи выходят на дневную поверхность на огромнейшем пространстве (открытый Донбасс). Можно с полным основанием считать, что в предпалеогеновое время Донбасс и его каменноугольные толщи открывались на значительно большей территории, вдаваясь в виде возвышенной полуостровной суши далеко на восток в палеогеновый бассейн. В периферийной зоне открытого Донбасса (бассейн Сев. Донца) палеогеновые слои различного возраста ложатся непосредственно на размытую каменноугольную поверхность. Палеогеновые слои контактируют с каменноугольной поверхностью во многих местах (в бассейне р. Тузлова, на правом берегу и левом берегу Дона и др.), указывая тем самым, что каменноугольные толщи в предпалеогеновое время выходили на дневную поверхность и, размываясь, давали значительное количество осадочного материала.

Мощные формирования среднего и верхнего карбона, к настоящему времени уже значительно размытые, по-видимому, являлись особенно важным источником глинистых осадочных масс, поступавших в палеогеновый водоем. Как отмечалось ранее (И. А. Шамрай, 1959), формирование мощной глинистой толщи майкопской свиты происходило в очень существенной степени за счет размыва глинистых каменноугольных отложений. Выделяемая в олигоцене (в полосе северо-восточного Приазовья) обширная провинция глинистого майкопа по минералогическим данным очень напоминает каменноугольные отложения. Здесь как в каменноугольных, так и в олигоценных (майкопских) породах акцессорные титанистые минералы (рутил, брукит, анатаз), а также циркон и турмалин составляют основную ассоциацию комплекса тяжелых терригенных минералов; как и в каменноугольных, в майкопских слоях отсутствуют гранат, минералы дистеновой группы и др.

Стратиграфически плохо расчленяемая толща пермотриаса, представленная преимущественно пестроцветными отложениями, вряд ли могла иметь сколько-нибудь заметное значение как местный источник поступления осадочных масс в палеогеновый бассейн. На рассматриваемой территории пермотриасовые отложения прослеживаются на Дону и в бассейне р. Сала сравнительно неширокой полосой, с юга отграничивающейся Главным Донецким надвигом. По данным В. М. Демина (1958), эти отложения подвергались значительному размыву и сохранились только в отрицательных тектонических структурах и в эрозионных врезках. Повсеместно толща пермотриаса перекрывается мощными верхнемеловыми слоями, что указывает на ее предмеловой размыв.

Не исключена возможность, что в качестве источника осадочных масс участвовали пермотриасовые отложения, распространенные за пределами рассматриваемого региона (большие территории левобережья и отчасти правобережья Волги, Прикаспия и далее на север — Западного Предуралья). В ряде мест на широких участках (Донская лука, Эльтон-Баскунчакская площадь и др.) пермотриасовые отложения выходят на дневную поверхность. Можно предполагать, что содер-

жающиеся в некоторых слоях палеогена минералы группы эпидота (средний эоцен, палеоцен) имели своим источником размывающиеся к северу толщи пермотриаса. Последние характеризуются обычно повышенным содержанием этих минералов.

Юрские отложения почти полностью размыты в предверхнемеловое время. Достаточно мощные среднеюрские и верхнеюрские слои сохранились только за пределами района исследования — в Поволжье, на Донской луке, на территории Доно-Медведицких поднятий. На юго-востоке, в Прикаспии и Калмыцкой АССР, они залегают на значительной глубине под меловыми отложениями. Наконец, юрские толщи сохранились на юге, в пределах Азово-Кубанской впадины, где они вскрыты многими скважинами (Ейско-Березанская, Новоминская и другие площади).

Почти повсеместно юрские толщи, представленные главным образом терригенными глинисто-алевритистыми и алеврит-песчанистыми слоями, перекрыты мощными меловыми, особенно верхнемеловыми, морскими накоплениями, поэтому вряд ли эти слои широко и непосредственно участвовали в формировании палеогеновых осадков. Возможно, только значительные площади Доно-Медведицких поднятий, где юрские отложения выходят на дневную поверхность, могли служить поставщиком юрского осадочного материала в палеогеновый бассейн. Очевидно, размывом юрских отложений в этом районе обусловлено повышенное содержание минералов группы эпидота в ниже-и среднеэоценовых песчанистых слоях в бассейнах Среднего Дона и Чира. Исследованиями А. В. Смирнова (1963) установлено, что в составе юрских алевритистых и песчанистых пород в Волгоградском Поволжье и на территории Доно-Медведицких поднятий главнейшим минералом тяжелых фракций является цоизит.

Узколокальное распространение цоизит-эпидотовой среднеэоценовой провинции, захватывающей лишь участки Среднего Дона и бассейн р. Чира, может служить подтверждением поступления осадочных масс за счет размыва юрской толщи в области Доно-Медведицких поднятий.

Также большей частью размыты или залегают на значительной глубине, под более молодыми толщами верхнего мела, нижнемеловые отложения. Однако на севере (Волгоградское и Саратовское Поволжье, в частности на территории Доно-Медведицких поднятий) нижнемеловые слои во многих местах обнажены и, по-видимому, выходили на поверхность в палеогеновое время.

Толщи нижнего мела (готерив — баррем и апт — альб), достигающие 200—270 м, сложены в основном песчанистыми и алеврит-песчанистыми породами. Большой частью они слабо сцементированы или представлены типичными рыхлыми песками. На широких площадях нижнемеловые породы, особенно горизонты готерив — баррема, характеризуются высоким ожелезнением и местами переходят в типичные шамозит-гетитовые оолитовые руды. По минералогическому составу песчанистые и алеврит-песчанистые породы нижнего мела в их терригенной части имеют олигомиктовый характер и составлены главным образом кварцем, обычно хорошо окатанным, в крупных фракциях. Подчиненное значение (5—8%) имеют полевые шпаты. В мелкозернистых, алевритистых разностях пород встречаются слюды.

Общий структурный и минералогический характер нижнемеловых пород почти идентичен составу палеогеновых отложений, особенно нижних его горизонтов (палеоцен, нижний—средний эоцен). Аналогичными составами в нижнемеловых и палеогеновых слоях представлены также комплексы тяжелых терригенных минералов.

На основании этого можно думать, что формирование палеогеновых

отложений, особенно их нижних горизонтов, происходило за счет размыва и переотложения нижнемеловых пород Поволжья и вообще Русской платформы. Существенно песчанистый состав палеогеновых накоплений рассматриваемой полосы унаследованно связан с размывом песчанистых и алевроит-песчанистых формирований нижнего мела. Именно терригенными связями палеогеновых формирований с размывающимися нижнемеловыми толщами объясняется однотипный олигомиктовый состав терригенных алевроит-песчанистых и песчанистых масс. Этим же объясняется однородный состав акцессорных минералогических ассоциаций. Как и меловые, палеогеновые породы представлены преимущественно ильменитом, дистеном, цирконом, гранатом; существенное значение имеют ставролит, рутил и другие минералы. В палеогеновых породах (палеоцен, эоцен), как и в меловых слоях, отсутствует или почти отсутствует силлиманит.

По-видимому, повышенное поступление железа в палеогеновый бассейн (в его северную часть) происходило в значительной степени за счет размыва нижнемеловых отложений. Интенсивное глауконитообразование, каким характеризовались формировавшиеся осадки палеогена, особенно нижние его горизонты (палеоцен, нижний—средний эоцен), несомненно обуславливалось и усиленным привносом железа.

Наиболее существенную роль в формировании палеогеновых отложений играли верхнемеловые толщи. Своей размытой поверхностью они непосредственно подстилают палеогеновые слои, и их местами очень глубокий размыв мог являться важным источником поступления осадочных масс в палеогеновый бассейн. Заметная общая карбонатность нижнепалеогеновых отложений (палеоцен, видимо, имеет унаследованный характер и объясняется местным привносом материала, образованного в результате размыва карбонатных пород верхнего мела.

Основным источником терригенных песчанистых, алевроитистых и глинистых осадков также, вероятно, были размывавшиеся толщи верхнего мела, особенно на более северных платформенных площадях его распространения. В Волгоградском Поволжье и далеко на север Русской платформы мощные верхнемеловые слои представлены главным образом песчанистыми и глинисто-песчанистыми отложениями. Почти исключительно песками сложены повсеместно слои сеномана. Также терригенными породами, преимущественно песками, представлены верхние горизонты верхнего мела: кампан, маастрихт. Лишь средние его горизонты обычно характеризуются карбонатным составом.

Выполненные по ряду разрезов Волгоградского Поволжья минералогические исследования верхнемеловых пород показали, что их терригенные песчанистые и алевроитистые разновидности, как и аналогичные представители нижнемеловых пород, имеют типично олигомиктовый состав и мало отличаются от последних. Мало отличаются от них и терригенные породы палеогена, которые, без сомнения, образовались в результате переотложения терригенного материала не только нижнемеловых, но и верхнемеловых накоплений на больших территориях их распространения.

Участие размывавшихся верхнемеловых отложений в формировании палеогеновых накоплений подтверждается также структурной однотипностью (степенью окатывания) палеогеновых и верхнемеловых кластогенных песчанистых масс и составом тяжелых терригенных минералов.

## Часть первая

# Палеогеновые отложения северного крыла Азово-Кубанской впадины

---

Многочисленное бурение последних лет показало, что более древние, в частности меловые, отложения и их поверхность с налегающими на них третичными слоями в области Азово-Кубанской впадины находятся на разных гипсометрических отметках. Было установлено также, что меловая поверхность на рассматриваемой территории сложена разновозрастными слоями. Последнее явилось результатом наступивших к концу мелового времени значительных поднятий и размыва некоторых слоев верхнего мела. Возможно, что в связи с осушением мелового бассейна в некоторых местах верхние слои мела (например, датские) совсем не накопились.

Начавшиеся в верхнемеловое время тектонические движения продолжались и в третичный период. При этом в палеоцене они характеризовались положительными знаками. Особенно это касается северной зоны (Азовская антеклиза), где из разреза или выпадает ряд нижних стратиграфических подразделений третичной толщи, или эти подразделения имеют крайне мелководный, прибрежный характер. В некоторых местах отсутствуют палеоценовые слои. В самых крайних зонах полосы из разреза выпадают также отдельные эоценовые горизонты.

В более южных зонах Азово-Кубанской впадины палеоген выражен достаточно полными разрезами и фашиально представлен морскими, сравнительно глубоководными осадками. Однако его нижние, палеоценовые, слои большей частью выражены в мелководных и нередко даже прибрежно-литоральных фациях, указывающих на существование почти повсеместного перерыва между меловыми и палеогеновыми накоплениями. Ряд кратковременных и пространственно локализованных перерывов фиксируется и внутри мощной палеогеновой толщи.

В настоящей работе стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Азово-Кубанской впадины и выделение отдельных горизонтов произведено на основании микрофаунистических остатков. Отчасти существенное значение для установления некоторых стратиграфических горизонтов имели литологические признаки. Важным критерием при стратиграфических сопоставлениях явилось присутствие некоторых видов кокколитофоридов, содержащихся в обильных количествах в ряде горизонтов палеогеновой толщи.

Следует вообще отметить, что палеоген на рассматриваемой территории представлен, как отмечалось выше, более глубоководными и более полными и непрерывными разрезами по сравнению с прибрежными и мелководными отложениями северных районов (Поволжье, Нижний Дон, Донбасс). Заслуживает также внимания тот факт, что палеогеновый бассейн в данной полосе имел более непосредственные связи с открытым, возможно, океаническим палеогеновым бассейном, располагавшимся в области Тетиса. Это нашло отражение в том, что разрезы палеогена Азово-Кубанской впадины сравнительно лучше охарактеризованы микрофаунистическими остатками. В частности, здесь значительно распространены пелагические организмы, например кокколиты, обуславливающие повышенную известковистость пород.

Установление или прекращение связей палеогенового бассейна с его открытыми, пелагическими пространствами имело большое значение в развитии водоема и в формировании осадочных образований. Этим обуславливалось поступление в бассейн пелагических осадочных масс (в частности, известкового органогенного материала), изменяющих литофациальный облик осадочных накоплений и ход осадкообразовательных процессов

Изучение разрезов Азово-Кубанской впадины имеет весьма важное значение для стратиграфического расчленения палеогена не только самой этой территории, но и более северных районов, представленных мелководно-прибрежными фациями, слабо охарактеризованными палеонтологическим материалом.

## ПАЛЕОЦЕН

Палеоценовые слои, как и более древние отложения, в северном крыле Азово-Кубанской впадины залегают на значительных глубинах (табл. 1), увеличивающихся к юго-западу. На дневную поверхность они нигде не выходят, и поэтому исследования их выполнялись исключительно на керновом материале буровых скважин.

На данной территории палеоценовые формирования имеют весьма неравномерное развитие. Местами они представлены весьма мощно, но в ряде районов или почти полностью выпадают из разрезов, или выражены лишь очень маломощными слоями (табл. 1), сохранившимися в депрессиях. В частности, эти слои почти не выражены в самых северных, периферийных разрезах территории, что, по-видимому, связано с существованием суши в начале третичного периода в области современного Восточного Донбасса и к востоку от него. Начавшиеся в то время погружения, возможно, захватили лишь более южные от Донбасса области.

Контакт палеоценовых отложений с подстилающими их верхнемеловыми слоями большей частью характеризуется наличием заметных перерывов. По своим литологическим особенностям палеоценовая толща резко отличается от подстилающих ее верхнемеловых отложений. В слагающих ее слоях увеличивается терригенный комплекс пород. Известковые породы распространены незначительно и большей частью представлены прибрежно-мелководными грубыми песчанистыми известняками.

Глинистых пород среди слоев палеоценового возраста мало. В отличие от верхнемеловых отложений, палеоценовые осадки зачастую характеризуются высокой глауконитизацией.

Преобладание среди палеоценовых накоплений терригенных осадков, а также их большие мощности (например, в песчанокопском разрезе) указывают на то, что они были обусловлены прибрежно-мелководной обстановкой постепенно погружающегося морского дна. Их формирование в значительной степени было связано с переносом осадочного материала морскими течениями.

Таблица 1

Глубина залегания и мощность палеоценовых отложений северного крыла Азово-Кубанской впадины, м

Разрез	Нижняя граница	Верхняя граница	Мощность
Ростовский	317	313	4
Каяловский	475	467	8
Маргаритовский	593	575	18
Катонский	709	615	94
Ейский	1100	995	105
Новоминской	1579	1249	330
Песчанокопский	1880	1270	610
Выселковский	2180	1852	328

## Новоминской и песчанокопский разрезы

Толща палеоценовых отложений в новоминском разрезе, достигающая мощности 330 м, на основании микрофаунистических остатков отбивается на глубине 1579—1249 м. З. А. Антонова (1960), определявшая микрофауну по данному разрезу, относит нижнюю часть толщи (1579—1394 м) к дат-нижнепалеоценовому возрасту. Комплекс фораминифер, установленный в этом интервале, в значительной мере повторяет видовой состав микрофауны палеоценовых разрезов Приазовья и Маньча, изученных В. Г. Морозовой (1952), которая выделяет нижнепалеоценовые слои под названием ейской свиты.

Ряд видов микрофаунистических остатков является общим с видовым составом каневско-бучакских слоев Днепровско-Донецкой впадины, описанных В. П. Василенко (1950). Особенно это касается интервала на глубине 1480—1440 м.

Верхнюю часть палеоценовой толщи по новоминскому разрезу, на глубине 1394—1237 м, З. А. Антонова датирует верхнепалеоценовым возрастом. Выделенный в этом интервале комплекс микрофауны имеет значительное сходство с видовым составом фораминифер свиты Горячего Ключа кубанских разрезов, описанных многими исследователями. В нижних слоях интервала З. А. Антоновой установлены формы, общие с фораминиферами эльбурганской свиты на Северном Кавказе, однако отчетливых границ эльбурганской свиты в новоминском разрезе отбить не удалось.

По сходству микрофаунистических остатков верхняя часть палеоценовой толщи сопоставляется с чикалдинской свитой, выделяемой В. Г. Морозовой среди палеоценовых отложений в маньчских и приазовских разрезах.

Ряд общих микрофаунистических форм позволяет сопоставлять весь новоминский разрез с палеоценовыми слоями песчанокопской опорной скважины. Г. А. Малышек и другие выделяют здесь в составе палеоцена три отдельных горизонта, сопоставляя их с палеоценовыми разрезами Северного Кавказа. Мощный горизонт пород, в интервале 1839—1518 м, Г. А. Малышек относит к эльбурганской свите, однако, по литологическим данным, нижнюю границу этой свиты следует приподнять и проводить ее на глубине 1760 м, в основании пачки детритусовых известняков приборного типа. Последние, несомненно, указывают на существование перерыва, особенно хорошо выраженного в разрезе новоминской скважины.

Второй мощный горизонт, под названием свиты Горячего Ключа, выделяется на глубине 1518—1251 м.

Нижнюю часть песчанокопского разреза мощностью до 120 м (1880—1760 м) Г. А. Малышек относит к датскому ярусу. По новоминской скважине соответствующие этому интервалу слои, залегающие между размойтой поверхностью маастрихта и эльбурганской свитой на глубине 1570—1480 м, З. А. Антонова датирует дат-палеоценовым возрастом. Нижняя часть разреза по новоминской и песчанокопской скважинам имеет почти однотипный литологический состав и достаточно отчетливо отбивается от залегающих ниже слоев маастрихта и вышележащих слоев эльбурганской толщи. Наличие в самом контакте с маастрихтом небольшого слоя глауконитита с высоким содержанием крупнозернистого глауконита, кварца и изредка фосфорита позволяет предполагать трансгрессивный характер этого контакта. Залегающие на границе с эльбурганской свитой детритусовые известняки приборного типа также указывают на существование перерыва в верхнем

бенностям сильно напоминает известняки других палеоценовых разрезов на рассматриваемой территории.

Представляет значительный интерес небольшая пачка пород, вскрытых новоминской скважиной под известняками, на глубине 1480—1478 м. В ней переслаиваются тонкие прослойки черной гумусированной глины, известковистого алевролита и черной углистой массы.

Наличие этих углистых пород вместе с прибойными известняками подтверждает существование перерыва в морском осадкообразовательном процессе. Глины и тонкие прослойки угля свидетельствуют о болотно-континентальной фазе, существовавшей на границе первого и второго горизонтов.

Мощные слои, залегающие выше известняков, в песчанокопском разрезе представлены в основном терригенными породами. В новоминском разрезе выше детритусовых известняков прослеживаются кокколистые известняки типа мергелей.

По внешнему облику кластогенные породы представляют собой типичные мелкозернистые песчаники. Прочность их сравнительно небольшая, за исключением самых верхних слоев, где эти песчаники сцементированы достаточно сильно. Цемент песчаников известковый, карбонатность их колеблется в пределах 7,5—15%. Обычно слабее сцементированы и менее известковистые породы по песчанокопскому разрезу.

Структура песчаников мелкозернистая, алеврит-песчаная с максимальным размером зерен до 0,12 мм. Как показали механические анализы этих пород, протравленных в соляной кислоте, их терригенный материал сравнительно хорошо отсортирован. Основная масса его представлена мелкопесчанистой и в меньшей мере алевритистой фракциями. Глинистая фракция весьма незначительна (табл. 3).

По составу алеврит-песчаный материал преимущественно кварцевый. В небольшом количестве, до 2—3%, содержится глауконит. Изредка встречаются полевые шпаты, представленные плагиоклазом, ортоклазом и микроклином, и слюда. Также изредка наблюдаются пирит и даллит.

Таблица 3

**Механический состав пород эльбурганской свиты новоминского и песчанокопского разрезов, %**

Разрез	Глубина, м	Фракция, мм					
		0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005
Новоминской	1468	6,15	27,32	26,72	16,56	9,47	13,78
	1450	0,13	31,19	27,85	19,40	12,11	9,32
Песчанокопский	1535	3,1	28,4	30,9	18,6	15,2	3,8
	1470	2,2	34,7	25,3	20,2	10,7	6,9
	1415	1,9	31,0	22,5	25,6	14,9	4,1
	1360	0,6	33,6	29,9	18,0	11,6	6,3

Вскрытую новоминской и песчанокопской скважинами известковистую толщу пород предшествующие исследователи (З. А. Антонова, Г. А. Малышек и др.) сопоставляют с эльбурганской свитой Северного Кавказа. Возможность такого сопоставления подтверждается также существованием карбонатным составом толщи в рассмотренных разрезах.

Несколько пониженная карбонатность пород песчанокопского разреза, по-видимому, объясняется близостью устья водного потока, вносящего в палеоценовый бассейн терригенные осадки. При этом карбонатный материал сильно разбавлялся терригенными массами; осадки накопились более значительными толщами.

Лежащая выше толща, мощностью более 150 м по новоминской

скважине и более 250 м — по песчанокопской, относится к верхнему палеоцену. Она сложена почти исключительно тонкими глинисто-алевритистыми породами. Лишь в нижней части, на контакте с сильно известковистыми породами подстилающей эльбурганской свиты, отбивается небольшой слой (до 2 м) своеобразной конгломератовидной породы. Особенно резко эта порода выделяется в новоминском разрезе. По петрографическому характеру ее можно отнести к типу гравелитистых глауконитов. Порода составлена преимущественно глауконитом и отчасти мелкими гальками белого мергеля. Однако глауконит представлен двумя типами: типичным глауконитом в виде зерен с агрегатной структурой и глиноподобным глауконитом. Последний имеет форму крупных (3—8 мм) комочков интенсивной зеленой окраски. В отличие от типичного глауконита глиноподобный глауконит характеризуется чешуйчатой или иногда волокнистой микроструктурой и хорошо заметным плеохроизмом.

Известковые включения, появившиеся здесь в результате размыва подстилающих мелоподобных известняков, имеют тот же кокколитовый состав, что и последние.

В состав породы, особенно в контактных слоях, в небольшом количестве входят крупные зерна кварца, а также остатки рыб.

Следует признать, что рассматриваемые породы, очевидно, являются базальным горизонтом верхнего палеоцена. Они ложатся на размытую поверхность нижнего палеоцена и образовались в результате прибрежного намыва. Глиноподобный глауконит, имеющий некоторое стратиграфическое значение, встречен нами во многих разрезах палеоцена на Дону.

Вся остальная толща верхнего палеоцена литологически почти однородна и расчленяется с большим трудом. Лишь на основании микроструктурных признаков, а также по содержанию глауконита в составе этой толщи можно выделить три отдельных горизонта. В нижней части залегает горизонт (мощностью до 40—50 м) светло-серых, с чуть зеленоватым оттенком, заметно слоистых алевритистых и сильно алевритистых глин. Для горизонта характерно повышенное содержание крупнозернистого (до 0,30—0,40 мм) глауконита. Местами глауконит составляет 20—25%, но обычно его количество не превышает 8—10% всей породы.

Глауконит в главной своей массе представлен автохтонными, обычно неправильной формы зернами, грязно-зеленой окраски. В зернах нередко наблюдаются примеси постороннего терригенного, алевритистого и чешуйчатого, глинистого материала.

Для этих слоев, как, собственно, и для вышележащего горизонта, характерно присутствие большого количества глауконита в виде удлиненных тонких стерженьков. Последние представляют собой псевдоморфозы по спикулам губок. В слоях содержится значительное количество сидерита, пирита. Нередко наблюдаются мелкие рыбные остатки.

Терригенные компоненты представлены алевритистыми или алеврит-песчанистыми элементами с максимальными размерами зерен 0,10 мм, но основную массу составляют тонкие пелитовые обломочные частицы размером больше 0,01 мм. Содержание обломочного материала в породе достигает 50—60% (табл. 4).

В значительном количестве присутствует чисто глинистый материал в сиалитном его понимании. Он имеет чешуйчатую структуру; чешуйки ориентированы однозначно, вдоль плоскостей наложения.

Известковый материал, содержащийся в незначительных количествах (карбонатность пород не более 1%), представлен редкими фораминиферами и мелкими дисковидными кокколитофоридами. Последние

вместе с отмеченными конгломератовидными глауконитами указывают на трансгрессивный характер нижних слоев верхнего палеоцена (третий трансгрессивный палеоценовый цикл).

Средний горизонт сложен теми же слоями глинисто-алевритистого облика. Окраска пород светло-серая или пепельно-серая. В сухом состоянии они значительно уплотнены, однако в воде быстро и почти полностью переходят в полупластичную массу. С соляной кислотой породы на холоду не реагируют. Как и в нижнем горизонте, в породах наблюдается большое количество слюды. Глауконита содержится до 8—10%. В отличие от нижнего горизонта глауконит здесь представлен исключительно мелкими зернами, нередко в виде тонких удлиненных стерженьков.

Собственно глинистое вещество имеет подчиненное значение. Количество его не превышает 20—25%. Размещается оно в породах неравномерно, концентрируясь в отдельных микролинзочках и пучках.

В значительных количествах в породах содержатся тонкий рассеянный пирит, углисто-растительный детритус и сидерит. Последний наблюдается в виде сравнительно крупных сростков и изредка кристалликов.

Преобладание обломочно-пелитовых элементов позволяет отнести эти породы к типу алеврит-глинистых пелитолитов.

Таблица 4

Механический состав верхнепалеоценовых пород новоминского разреза, %

Глубина, м	Фракция, мм						
	>0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005
1380	0,85	6,27	8,64	11,19	19,83	18,40	34,82
1326	—	1,70	1,47	8,10	21,55	26,55	40,63
1272	0,15	0,60	2,94	7,00	15,67	28,76	44,88

Третий, самый верхний горизонт верхнего палеоцена переслаивается теми же, что и ниже, алеврит-глинистыми пелитолитами и сравнительно дифференцированными слоистыми глинами. Породы на всю мощность известковистые, в воде они быстро размокают, а их глинистые разности даже несколько набухают. Текстура пород отчетливо слоистая. В чисто глинистых разностях пород почти полностью отсутствуют обломочные, алевритистые элементы. Чешуйчатое глинистое вещество в основном ориентировано однозначно, в направлении слоистости пород. В результате этого в ориентированных, нормальных к наложению шлифах породы резко поляризуют свет.

Реакция на окрашивание глин метиленовым голубым красителем дала отчетливо синюю окраску, показывающую, что глины имеют гидрослюдистый состав.

Как в глинах, так и в пелитолитах наблюдаются те же стерженьки глауконита по спикулам губок. В повышенном количестве содержится пирит, а также углисто-растительный шлам. Пирит нередко представлен в виде псевдоморфоз по спикулам губок.

Таким образом, мощная палеоценовая толща в новоминском и песчанокопском разрезах имеет в общем терригенно-кластогенный состав. Известковые породы распространены лишь в средней части толщи, относимой к эльбурганской свите. Слабо представленные глинистые накопления наблюдаются в самой верхней части толщи — в слоях свиты Горячего Ключа.

Вся мощная терригенная толща пород характеризуется обычно весьма слабой цементацией. Это породы преимущественно рыхлякового

типа, легко растирающиеся пальцами. Редкие слои в средней части толщи представлены хорошо сцементированными известковистыми песчаниками и алевролитами.

К общей характеристике рассматриваемой толщи следует добавить, что кластогенные породы средней половины разреза обычно значительно карбонатизированы. В верхней части разреза известковый материал отсутствует, а вместо него нередко появляются обильные количества сидерита.

Обычно породы терригенного комплекса значительно глауконитизированы. Глауконит большей частью аллохтонный, но в некоторых слоях средней части разреза он имеет явно автохтонный характер. Для верхних глинисто-алевритистых слоев толщи характерно повышенное количество сульфидов железа и углисто-растительного шлама.

В разрезе толщи имеется несколько перерывов внутриформационного порядка. Видимо, один из таких перерывов существовал на границе верхнего мела и палеоценовых слоев, что подтверждается наличием в контакте между этими слоями небольшого слоя глауконита, а также более крупнозернистым составом палеоценовых слоев вблизи этого контакта.

На существование перерыва внутри палеоценовой толщи, в основании эльбурганской свиты, указывает отмеченная выше пачка грубозернистых детритусовых известняков прибойного типа. Пачка этих известняков подстилается двухметровым слоем черных углистых лагунных или болотно-континентальных глин.

Своеобразный глауконитовый микроконгломерат с примесью мелких галек мергеля свидетельствует о существовании среди палеоценовой толщи второго перерыва, отделяющего верхний палеоцен от нижнего.

В составе отмеченных пород отсутствует грубообломочный галечный материал. Однако подобный прочный обломочный материал и не мог здесь возникнуть, так как во всех указанных случаях трансгрессивно размывающийся древний субстрат слагался исключительно рыхлыми, слабо сцементированными и малопрочными породами.

Палеоценовая толща в новоминском разрезе, в отличие от песчано-копского, накоплялась в некотором, более значительном удалении от устьев континентальных водных потоков, вносящих терригенный материал в морской бассейн. Это доказывается меньшей мощностью отложений, более повышенной карбонатностью пород, а также более значительной их сортировкой. Последняя могла быть обусловлена сортирующей деятельностью морских течений.

### **Выселковский разрез**

Палеоценовые отложения выселковского разреза (почти в центральной части Азово-Кубанской впадины) характеризуются комплексом пород, в общем аналогичным комплексу пород новоминского разреза.

К палеоценовым слоям здесь отнесена толща осадочных накоплений (мощностью более 300 м) на глубине 2180—1852 м. Переход от залегающих ниже верхнемеловых отложений (нижний кампан) к палеоценовым слоям характеризуется достаточно резкой литологической сменой осадков. Нижнекампанские слои составлены исключительно тонкоструктурными, нередко мелоподобными известняками. В то же время палеоценовая толща почти на всю ее мощность, начиная от самого нижнего контакта, представлена преимущественно терригенным комплексом пород.

Предшествующими исследователями (З. А. Антонова, Е. К. Шуц-

кая) данная палеоценовая толща стратиграфически расчленена на нижний и верхний палеоцен. К нижнему отделу палеоцена отнесены слои в интервале 2180—2044 м, к верхнему—на глубине 2044—1890 м. По характеру микрофаунистических остатков слои верхнего палеоцена соответствуют свите Горячего Ключа кавказских разрезов. В частности, многие песчанистые виды фауны отвечают формам, встречающимся в верхней части свиты Горячего Ключа (Е. В. Мятлюк, 1953). Некоторые формы микрофауны нижней части рассматриваемого палеоценового разреза являются общими и для эльбурганской свиты Северного Кавказа.

Однако наличие перерывов внутри толщи позволяет выделить третий, нижний горизонт, соответствующий кубанскому горизонту Б. П. Жижченко (этот горизонт уже отмечался в новоминском и песчанокоспском разрезах). В выселковском разрезе он залегает на глубине 2180—2075 м и представлен в основном терригенными породами, меняющимися в различных слоях от мелкозернисто-песчанистых до алевритистых. Только в самом контакте с верхнемеловыми отложениями проходит небольшой слой, мощностью до 2 м, темно-серых углистых глин. По разрезу горизонта (снизу вверх) можно выделить следующие пачки слоев (рис. 1):

- 1) глины темно-серые, пластичные, сильно углистые — 2 м;
- 2) песчаники мелкозернистые, алевритистые, известковые и песчанистые алевролиты с максимальным размером зерен 0,11—0,12 мм—18 м;
- 3) песчаники мелкозернистые, известковистые, в верхней части прочно сцементированные с максимальным размером зерен 0,20 мм—26 м;
- 4) алевролиты песчанистые, известковисто-кремнистые, полосчатые с максимальным размером зерен 0,07—0,09 мм—60 м.

Породы сравнительно хорошо отсортированы. Тонкие глинистые элементы в породах имеют подчиненное значение и представлены главным образом обломочным пелитовым материалом (табл. 5).

Таблица 5

Механический состав нижнепалеоценовых пород выселковского разреза, %

Глубина м	Фракция, мм						
	>0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005
2175	—	3,3	8,5	29,2	44,3	6,6	8,1
2150	—	3,6	35,7	26,1	18,6	11,2	4,8
2100	—	1,3	12,1	32,9	31,8	9,5	12,4

Значительная отсортированность терригенного материала, повышенная карбонатность пород и отсутствие глинистых прослоев указывают на то, что осадки рассматриваемого горизонта, по-видимому, подверглись гидродинамической переработке моря.

Наиболее крупные зерна терригенного материала большей частью заметно окатаны. К текстурным признакам нижних слоев горизонта следует отнести наличие частых трубчатых ходов илюидных организмов, пронизывающих слои в различных направлениях. Ходы заполнены более светлым, цеолит-алеврит-песчанистым материалом.

Терригенный алеврит-песчанистый материал имеет почти чисто кварцевый состав. В очень ограниченном количестве, обычно не более

3—5%, содержатся полевые шпаты. Наиболее мелкозернистые, алевритистые разности пород характеризуются повышенным содержанием слюды. В нижней части горизонта присутствуют редкие зерна пирокластического материала, основная масса которого замещена вторичным кварцем.

Аутигенные минералы, за исключением цементирующей известковой массы, представлены глауконитом и сульфидами железа. В песчани-

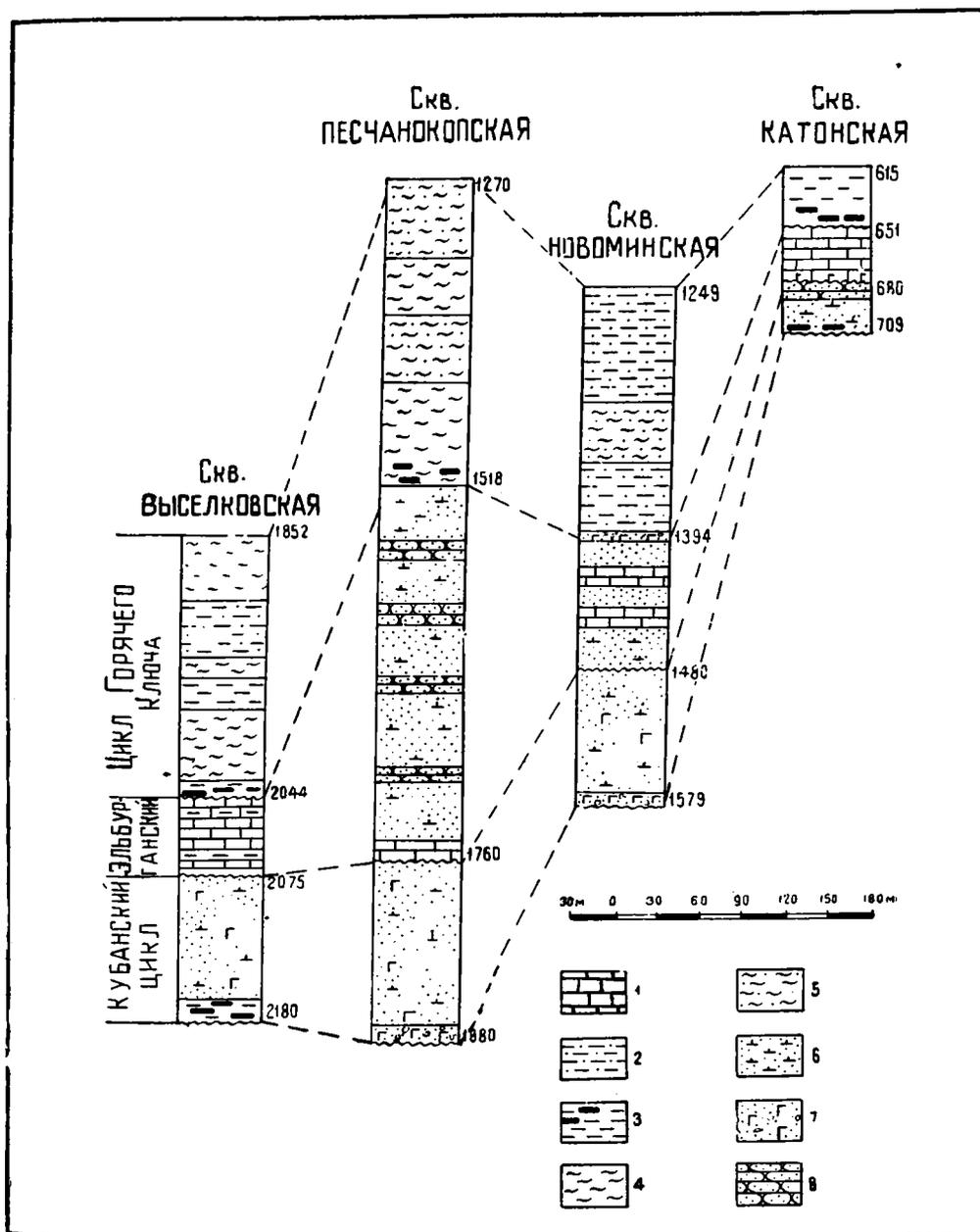


Рис. 1. Разрезы палеоцена северного крыла Азово-Кубанской впадины: 1 — известняки детритусовые; 2 — глины алевритистые; 3 — глины углистые; 4 — алевриты; 5 — алевриты песчанистые; 6 — пески известковистые; 7 — пески глауконитизированные; 8 — песчаники известковистые; 9 — пески приборные, детритусовые.

стых слоях средней песчанистой пачки горизонта глауконит составляет 5—6%. Повышенное содержание пирита наблюдается в верхней пачке полосчатых алевролитов, где он приурочен к тонким прослойкам и пленочкам, обогащенным тонкодисперсным органическим веществом. Для верхней части горизонта характерно также наличие частых кристалликов доломита.

Цемент песчанистых и алевритистых пород в нижних слоях данного горизонта имеет преимущественно пойкилитовый известковый характер. Достаточно прочные алевритистые породы верхних слоев сцементированы известковисто-кремнистым материалом.

Повышенное окремнение этих пород, особенно на контакте с залегающими выше известковистыми слоями, следует связывать с последующим некоторым осушением бассейна и с существованием перерыва на границе между кубанской и вышележащей эльбурганской свитой. Как установлено (И. А. Шамрай, 1953, 1962), окремнение пород и образование окремненных песчаников может осуществляться в результате гипергенных процессов. Эти процессы имеют исключительно локальный характер и на территории новоминского и песчанокопского разрезов не происходили, чем и объясняется отсутствие окремненных пород в данных разрезах.

Второй горизонт, слагающий собственно эльбурганскую свиту, в выселковском разрезе достигает 35 м. Он сложен почти исключительно карбонатными породами типа детритусовых известняков. В средней части горизонта известняки переслаиваются с пластами и линзами слабо сцементированных алевролитов, также обогащенных известковым детритусом.

По всей мощности горизонта известняки почти однородные, лишь в самом основании они более грубые, типично прибойного характера. Это прочные, крупнозернистые породы, с заметными члениками криноидей и изредка ядрами макрофауны. Окраска известняков темно-серая с зеленоватым оттенком. Изучение известняков в плоско-параллельных шлифах показало, что их следует отнести к типу песчанистых детритусовых известняков. Они составлены преимущественно органическими обломками, размеры которых обычно достигают нескольких миллиметров. Обломки заметно ошлифованы.

В известняках содержится мелкозернистый алеврит-песчанистый терригенный материал, количество которого в различных слоях колеблется от нескольких процентов до 20—25 и выше. Имеется также глауконит, часто встречается пирит. С цементирующей массой известняков нередко связано темное битуминозное вещество. Поры некоторых органических остатков заполнены халцедоном или вторичным кварцем.

Прибойный характер этих известняков, а также присутствие сильно окремненных пород в верхних слоях подстилающего горизонта позволяют предполагать в этой части палеоценового разреза наличие перерыва. Известняки указывают на трансгрессивную фазу осадкообразовательного процесса (второй палеоценовый седиментационный цикл).

Своими структурно-петрографическими особенностями описываемые известняки идентичны пачкам известняков в палеоценовых слоях новоминского, песчанокопского и других разрезов. Это один и тот же маркирующий трансгрессивный горизонт палеоцена, прослеживающийся на значительных пространствах Азово-Кубанской впадины. Он указывает на то, что в начале палеоценового времени Азово-Кубанская впадина претерпевала осушение на большей своей части.

Третий, самый верхний и наиболее мощный горизонт палеоцена в выселковском разрезе по литологическим признакам выделяется на глубине 2044—1890 м. На основании микрофаунистических данных, по

лученных предшествующими исследователями, весь горизонт отнесен к верхнему палеоцену. В отличие от нижних двух горизонтов данная толща сложена несравненно более тонкоструктурными породами: глинами и глинистыми алевролитами, мощные пачки которых перемежаются друг с другом. Эти пачки, различные по литологическому характеру, размещаются снизу вверх в следующем порядке:

- 1) глины черные, углистые, сильно пиритизированные — 2 м;
- 2) пачка перемежающихся темно-серых и серых алевритистых глин и сильно слюдистых алевролитов — 42 м;
- 3) глины зеленовато-серые, пелит-алевертитистые, с обильной слюдой на плоскостях наслоения — 40 м;
- 4) алевролиты зеленовато-серые, песчанистые, неравномерно цементированные — 13 м;
- 5) глины зеленовато-серые, слоистые, слегка алевритистые — 17 м;
- 6) алевролиты пятнистые, глинистые, сильно слюдистые, темно-серые с зеленоватым оттенком — 40 м.

Представляет интерес самый нижний пласт глинистых пород. Окраска глин в сухом состоянии чуть буровато-черная, во влажном — черная. Глины характеризуются обильным содержанием тонкодисперсного органического растительного материала и пирита. Не вызывает сомнения, что накопление глин происходило в болотной или лагунно-болотной обстановке, свидетельствующей о существовании некоторого перерыва между нижним и верхним палеоценом. Этот же горизонт углистых глин, как отмечалось выше, прослеживается в основании верхнего палеоцена и в других разрезах Азово-Кубанской впадины.

Залегающие выше мощные пачки алевролитов, перемежающиеся с глинами, имеют морской характер. Окраска пород обычно зеленоватая. В их составе содержится глауконит, являющийся типично морским минералом. В отличие от нижнего палеоцена в рассматриваемых слоях почти полностью отсутствуют цементированные породы. Также в отличие от нижних горизонтов эти слои не содержат известковистого материала, за исключением кокколитофоридов, изредка встречающихся в нижних частях толщи.

На основании замеров под микроскопом и механических анализов породы данного горизонта следует оценивать как сравнительно тонкозернистые. Максимальные размеры зерен терригенного материала обычно не превышают 0,04—0,06 мм. Лишь в средней части горизонта, в песчанистых алевролитах, размер зерен возрастает до 0,12 мм. Глинистые разности пород характеризуются значительной алевритистостью. Собственно глинистая субстанция (фракция < 0,005 мм) этих пород в значительной мере представлена тонкообломочным пелитовым материалом. В общем, по сравнению с новоминским и песчанокопским разрезами породы верхнего палеоцена являются здесь более крупноструктурными.

Терригенный комплекс породообразующих минералов имеет главным образом кварцевый состав. Редкие полевые шпаты большей частью сильно выветрелые. Также выветрелыми чешуйками представлена слюда (мусковит).

Глинистая масса описываемых алевритистых и глинистых пород имеет гидрослюдистый состав и чешуйчатую структуру. Чешуйки обычно ориентированы однозначно. В алевритистых породах глинистая масса распределена отдельными обособленными линзочками и пятнами, что обуславливает своеобразную пятнистую текстуру пород. Возможно, происхождение этих пятен связано с жизнедеятельностью илоядных организмов.

В глинистой массе содержится глобулярный опал; нередко устанавли-

ливаются значительное количество тончайших иголочек аутигенного рутила. Местами наблюдается аутигенный турмалин в виде очень мелких, хорошо ограненных, призматических с дипирамидальными верхушками кристалликов.

Таким образом, на основании литологических признаков можно считать, что мощная палеогеновая толща выселковского разреза аналогична палеоценовым слоям новоминского и песчанокопского разрезов. Верхний горизонт, входящий в свиту Горячего Ключа, во всех трех разрезах представлен наиболее тонкими, в основном глинистыми, нецементированными породами, характеризующимися почти полным отсутствием известкового и повышенным содержанием органического углеродистого материала.

Прослеживается во всех трех разрезах и средний горизонт палеоценовой толщи, относимый к эльбурганской свите, который в этих различных разрезах сложен главным образом характерными детритусовыми известняками прибойного типа. Правда, в новоминском разрезе, в слоях среднего горизонта, значительного развития достигают мелоподобные известняки, отсутствующие в выселковском и песчанокопском разрезах. Возможно, это объясняется чисто фациальными причинами. Не исключено также и то, что мелоподные известняки размывались. На это указывает отчетливая фиксация перерыва между нижним и средним горизонтами во всех разрезах. Нижние горизонты палеоцена во всех трех разрезах характеризуются почти однотипным комплексом исключительно кластогенных пород, то крупнозернистых — песчанистых, то тонких — алевритистых. Во всех разрезах кластогенные породы нижнего горизонта имеют повышенную известковистость, что, вместе взятое, позволяет параллелизовать слои этих нижних горизонтов друг с другом, хотя, может быть, и не на всю мощность.

### Ейско-приазовский разрез

Палеоценовые слои северо-западной части Азово-Кубанской впадины, включая и Азовский выступ, изучались в полосе Северо-Восточного Приазовья и Таганрогского залива. Палеоценовые отложения здесь вскрыты рядом буровых скважин (ясенская, ейская, катонская, маргаритовская и др.). По некоторым из них удалось отобрать с большей или меньшей детальностью керновый материал и произвести его литологические исследования.

С наибольшей детальностью был отобран керн в катонской и ейской скважинах. По этим скважинам В. Г. Морозовой в 1952 г. произведены микрофаунистические исследования.

Литологически и фациально палеоценовые отложения здесь также имеют значительное сходство с одновозрастными слоями более восточных разрезов, описанных выше. Заслуживает внимания горизонт детритусовых известковистых пород, тех же, что и в нижних частях палеоцена новоминского, песчанокопского и выселковского разрезов.

Катонской скважиной слои детритусовых известняков вскрыты тремя отдельными пачками. Верхняя пачка, мощностью около 9 м, находится на глубине 651 — 642 м. Небольшой слой таких же детритусовых, но сильно песчанистых известняков вскрыт на глубине 670 — 668 м. Наконец, на глубине 680 — 678 м залегает третья пачка подобных же известковисто-детритусовых пород.

Здесь, как и в выше описанных скважинах, рассматриваемые породы представляют собой прочные, грубые известняки прибойного типа. В них содержится обильный детритусовый материал, нередко в

виде крупных обломков фауны, что обуславливает их конгломератовидный облик.

Известняки песчанистые, особенно в нижних пачках. Размеры зерен песчанистого материала достигают 1,0—1,5 мм. В нижней известковой пачке содержится повышенное количество глауконита, в частности, нередко наблюдаются крупные выделения глиноподобного глауконита, отмечавшегося в других скважинах Азово-Кубанской впадины.

Верхняя и средняя пачки известняков разделяются небольшими слоями слабо сцементированных (рыхляки) мелкозернистых, местами разнозернистых песчаников. В интервале между средней и нижней пачками залегают слои зеленоватых, слабо известковистых глин. Все эти породы характеризуются обильным содержанием органогенного известковистого детритуса. В песчаниках иногда отчетливо устанавливается косослоисто-перекрещивающаяся текстура.

Полная литологическая идентичность этих слоев палеоценовым породам описанных выше разрезов (новоминского, песчанокопского, выселковского) позволяет считать, что слои являются аналогами эльбурганской свиты. В. Г. Морозова определила здесь значительный комплекс палеоценовой микрофауны, среди которой установлены *Cibicides lectus* Vass., *Guttulina ipatowcevi* Vass., *Cibicides ekblomi* Brotz и др.

Известковистые породы в рассмотренном разрезе, как и вообще в северо-западной части Азово-Кубанской впадины по сравнению с юго-восточными площадями представлены более мощными пачками, а сами известняки имеют более грубодетритусовый характер. Это, по-видимому, следует связывать с близостью береговой линии и с выступавшими на поверхность Донбассом и Азовской антеклизой.

Верхний палеоцен в разрезе катонской скважины на основании литологических данных выделяется на глубине 642—615 м. Нижние его слои налегают с резким контактом на известковистые породы эльбурганской свиты, сверху они без заметного перерыва переходят в известковистые кокколитоветы глины эоцена (см. рис. 1).

Слои верхнего палеоцена сложены почти чисто глинистыми породами.

Глины тонкослоистые, неизвестковистые; окраска их меняется от темно-серой в нижних слоях до зеленовато-серой и фисташково-зеленоватой в верхних. Обычно они заметно алевритистые и слюдистые. В повышенных количествах в глинах содержатся пирит, сидерит и углисто-растительный шлам, особенно в нижних слоях.

Нередко в глинах наблюдаются плохо сохранившиеся радиолярии, обычно замещенные цеолитом, и спикулы губок. Наконец, следует отметить наличие в глинах частых тончайших кристалликов турмалина, характеризующихся совершенной огранкой и являющихся, по-видимому, аутигенными. Возможность образования в осадочных породах аутигенного турмалина неоднократно отмечалась Д. П. Сердюченко (1955).

В. Г. Морозова в глинистых слоях средней части этого горизонта, выделяемого ею под названием чикалдинской свиты, определила некоторую фауну фораминифер. Основываясь на этом, В. Г. Морозова находит возможным отнести данные слои к верхнему палеоцену. Среди этой фауны установлены: *Gaudryina pseudolaevigata* Moros., *Loxostomum arplinae* Plumm., *Alabama midwayensis* Plumm., *Siphonina prima* Plumm., *Gyroïdina soldanii* Orb, *Cibicides acutus* Plumm и др.

В третьем, нижнем горизонте катонского разреза, залегающем на маастрихтской поверхности, В. Г. Морозова обнаружила ниже детритусовых известняков смешанный дат-палеоценовый комплекс микрофауны. Горизонт, мощностью около 30 м, сложен мелкозернистыми песчаниками-рыхляками и алевролитами, в верхних слоях сильно цементированными. Повышенная цементация пород обусловлена их ок-

рёмнением, которое, очевидно, было связано с существованием перерыва в предэльбурганское время. Наличие же перерыва подтверждается залегающими выше прибойными детритусовыми известняками.

Породы горизонта сильно слюдистые, заметно известковистые, однако детритусовый материал в них отсутствует. Среди основного хемогенного известкового материала нередко встречаются дисковидные кокколитофориды и фораминиферы.

Терригенный материал имеет, как и вообще в палеогеновых породах, преимущественно кварцевый состав. Содержится глауконит, сидерит, пирит, в отдельных прослоях — углисто-растительный шлам.

В соответствии с предлагаемой Б. П. Жижченко стратиграфической схемой (1953) нижний горизонт катонского разреза, как и рассмотренных раньше разрезов, следует определять в качестве кубанской свиты. Эльбурганская свита залегаёт на нем с отчетливо трансгрессивным контактом. Содержащаяся в породах горизонта фауна, по данным В. Г. Морозовой, древнее эльбурганской.

В разрезе **ейской скважины** палеоценовые слои залегают на значительно большей глубине. На основании литологических признаков они отбиваются на глубине 1100—975 м. Как и в других скважинах, здесь можно выделить три литологически различных горизонта. В нижней части находится горизонт, сложенный кластогенными алеврит-песчанистыми породами. Средний горизонт представлен главным образом известняками. Самые верхние слои толщи имеют преимущественно глинистый состав.

Тонкозернистые сильно слюдистые алеврит-песчанистые породы нижнего горизонта, мощностью более 50 м, характеризуются значительной известковистостью. Они слабо сцементированы и относятся к типичным алевритистым песчаникам-рыхлякам.

В слоях горизонта обнаружена микрофауна, среди которой такие формы, как *Heterostomella gigantea* Subb., *Cibicides lectus* Vass., *Apomalina danica* (Brotz.) и другие указывают на палеоценовый возраст горизонта. Это позволяет нижний горизонт алеврит-песчанистых пород, прослеживающихся между маастрихтом и эльбурганскими известняками и по другим разрезам Азово-Кубанской впадины, относить к палеоцену и определять его в качестве кубанской свиты Б. П. Жижченко.

Постоянно прослеживающийся во многих разрезах рассматриваемого региона горизонт детритусовых прибойных известняков хорошо выражен и в ейской скважине. Здесь он пройден на глубине 1048—995 м и, так же как и в предыдущих разрезах, сложен несколькими пачками известняков, переслаивающихся с алевритистыми песчаниками-рыхляками. Известняки прочные, местами пористые, типично детритусовые. Органогенно-известковый детритус представлен зачастую крупными обломками макрофауны и известковых водорослей. Этот же детритус нередко в обильных количествах наблюдается и в песчаниках-рыхляках, перемежающихся с пачками известняков. Отдельные слои известняков характеризуются повышенной песчанистостью и глауконитизацией. Наконец, как и в других разрезах, некоторые слои известняков, особенно в нижней части горизонта, содержат в виде крупных включений глиноподобный глауконит.

Верхний палеоцен по ейской скважине представлен преимущественно глинами. Лишь в верхней части разреза среди глин появляются пласты алевритистых песчаников-рыхляков. Глины и песчаники имеют как и в катонской скважине, зеленоватую окраску.

В нижней части верхнего палеоцена, на границе с известняками, залегают небольшой горизонт черных углистых глин. Наличие этих глин

указывает на существование между нижним и верхним палеоценом перерыва, обусловившего лагунно-болотную континентальную или полуконтинентальную обстановку.

В глинах обнаружена сравнительно редкая микрофауна: *Globigerina triloculinoides* Plumm., *Globigerinella valuta* White, *Heterostomella gigantica* Subb.

Переход к эоценовым слоям по ейскому разрезу неясный, хотя наличие в основании эоцена крупнозернистого, сильно глауконитизированного песка указывает на существование в контакте между палеоценом и эоценом сильного обмеления бассейна и, возможно, перерыва.

Наиболее крайняя к югу, по линии вдоль Азовского побережья, ясенская скважина вскрыла толщу дат-палеоценовых и палеоценовых слоев на глубине 1400—1210 м. Как и в других разрезах, эта толща представлена тремя литологически различными горизонтами.

В нижней части выделяется мощный горизонт известковистых, песчанистых, слюдястых алевролитов. По литологическому сходству с нижними горизонтами палеоценовых отложений других разрезов эту нижнюю толщу также следует датировать нижнепалеоценовым возрастом и относить ее к кубанской свите.

Средний горизонт толщи сложен мощными пачками известняков, переслаиваемых слоями алевролитов-рыхляков. Этот известковый горизонт пройден на глубине 1300—1255 м. Представлен он теми же, что и в других разрезах, грубыми детритусовыми известняками с включениями крупных раковин макрофауны. На основании литологического сходства данный известковый горизонт по ясенской скважине должен включаться в эльбурганскую свиту.

К верхнему палеоцену (чикалдинская свита В. Г. Морозовой) следует отнести горизонт зеленовато-серых глин, залегающих выше известняков. Сверху эти глины сменяются шестиметровой пачкой песчанков-рыхляков. В подошве песчаники имеют весьма грубозернистый, гравелистый характер. Последнее позволяет считать эти близкие к конгломерату песчаники-рыхляки базальным горизонтом залегающей выше толщи эоценовых отложений.

### Западная часть Азовской антеклизы

Азовская антеклиза представляет собой сравнительно неширокую приподнятую полосу, прослеживающуюся в юго-восточном направлении, вдоль северного края Азово-Кубанской впадины, и своим южным крылом, местами очень круто, переходящую в последнюю. На севере эта положительная структура также очень круто переходит в неширокий Тузлов-Маньчский прогиб, отделяющий ее от складчатых формирований собственно Восточного Донбасса.

Докембрийский кристаллический субстрат, слагающий ядро структуры, залегает сравнительно неглубоко. В западной части — в районе Таганрогского Приазовья, а также в районе Ростова и Азова кристаллические породы в сводовой части антеклизы вскрываются буровыми скважинами на глубинах 600—400 м. К востоку свод структуры, а вместе с ним и кристаллический субстрат докембрия постепенно погружаются.

Длительные тектонические движения, обусловившие образование этой структуры, несомненно, происходили и в мезокайнозойское время. В частности, они оказывали существенное влияние на формировавшиеся осадки палеоцена и всего палеогена. Полоса, по-видимому, претерпевала многократные резкие подъемы, вызывавшие ее осушения и последующие размывы.

В результате этого в полосе Азовской антеклизы палеоценовые отложения представлены более сокращенными мощностями. Местами они полностью выпадают из палеогеновых разрезов. По сравнению с Азово-Кубанской впадиной здесь резче выступают перерывы между отдельными частями палеоценовой и вообще палеогеновой толщи, заметнее изменяется литофациальный облик этих отложений, приобретающих более мелководный и прибрежный характер. Почти повсеместно на территории полосы из палеоценового разреза выпадает его нижняя часть, сопоставляемая с кубанской свитой Северного Кавказа.

В полосе Азовской антеклизы палеоценовые отложения пройдены в ряде скважин, приуроченных или к сводовой части структуры, или, чаще всего, к верхним частям ее крыльев, особенно южного крыла.

Западная часть Азовской антеклизы захватывает Таганрогское Приазовье и крайние низовья Дона. Площадь хорошо разбурена, но палеоценовые отложения вскрыты лишь в некоторых точках. На территории Таганрогского Приазовья (реки Миус, Еланчик) палеоценовые отложения в сводовой части рассматриваемой структуры отсутствуют. В ряде глубоких скважин, пройденных Волго-Донским геологическим управлением до кристаллического основания или до меловой поверхности (синявский профиль, скважины федоровская, малокирсановская и др.), были встречены только верхнеэоценовые отложения, залегающие на размытой верхнемеловой поверхности верхнего мела.

Типично палеоценовые отложения на данной площади вскрыты лишь анастасиевской буровой скважиной на р. Мокром Еланчике, несколько северо-западнее Таганрога. Однако скважина захватила здесь уже, собственно, северное крыло Азовской антеклизы. Палеоценовые отложения залегают на глубине 102—62,7 м на размытой верхнемеловой поверхности. В свою очередь верхнемеловые слои, мощностью до 180 м, ложатся непосредственно на каменноугольную поверхность.

Палеоценовые породы, вскрытые анастасиевской скважиной, представлены сложным, в основном грубообломочным известковистым комплексом. На основании чисто литологических признаков в составе этого комплекса выделяются следующие пачки пород (снизу вверх):

- 1) известняки рыхлые, грубодетритусовые, сильно глауконитизированные, глинистые — 10 м;
- 2) гравелиты плотно сцементированные, известковистые — 1,8 м;
- 3) гравелиты рыхлые, отсортированные, с обломками крупной толстоственной фауны — 10 м;
- 4) пески разнозернистые, гравелитистые, перемежающиеся с прослоями черных глин — 7,6 м;
- 5) глины алевритистые, темно-серые, с обильным глинистым материалом и пиритом — 3,7 м;
- 6) бурый уголь (лигнит) — 1 м.

Выше перечисленных пачек залегают кремнистые, глинисто-известковистые и песчанистые слои верхнего эоцена.

Как видно из приведенных данных, анастасиевский разрез палеоцена литологически напоминает палеоценовые разрезы Азово-Кубанской впадины. Нижние, детритусовые породы в общем имеют типично эльбурганский облик; в них, так же как и на юге, наблюдаются выделения крупных комочков глиноподобного глауконита. Верхняя часть, сложенная черными глинами и углистыми песками, по-видимому, соответствует верхнему палеоцену.

Вместе с тем присутствие среди рассматриваемых пород гравелитового материала отличает эти накопления от палеоценовых отложений южных разрезов. Гравелитовый материал представлен преимущественно

кварцем, большей частью в виде очень слабо окатанных обломков. В заметном количестве (до 20%) в составе гравелитов содержится также слабо окатанные или неокатанные обломки полевых шпатов. Наконец, в породах встречаются глинистые катуны почти чисто каолинового состава. Каолинит нередко имеет типичную для него червеобразную структуру.

Грубоструктурный характер палеоценовых пород анастасиевской скважины и присутствие в их составе грубообломочного аркозового материала позволяет прийти к выводу, что их накопление происходило в непосредственной близости от берега. Источником грубообломочных аркозовых масс, очевидно, являлись расположенные неподалеку выходы кристаллических пород Приазовского массива, что, в свою очередь, указывает на островное или полуостровное положение Азовской антеклизы в палеоценовое время. Подъем этой территории, вероятно, продолжался до конца палеоценового времени, что обусловило заболачивание бассейна, накопление углистых глин и образование зольного угля.

Близость выходов кристаллических пород на дневную поверхность подтверждается также комплексом тяжелых терригенных минералов и присутствием в породах каолинита. Как показали результаты бурения, кристаллическая поверхность докембрия в ряде мест района характеризуется мощной каолиновой корой выветривания (И. А. Шамрай, 1958; И. А. Шамрай, С. Я. Орехов, 1963), которая являлась источником поступления каолинита в палеоценовые накопления.

Следует отметить, что, по данным М. Н. Ключникова (1953), подобные гравелиты и галечники, переходящие сверху в темно-серые и черные углистые глины и пески с включениями древесины и линзами бурого угля, прослеживаются в основании палеогена несколько западнее, в Мелитопольско-Осипенковском районе. Они налегают здесь на мел или местами на кристаллические породы докембрия.

Палеонтологические исследования пород анастасиевского разреза показали, что комплекс микро- и макрофауны, содержащийся в детритусовых породах и в гравелитах, весьма неоднородный, переотложенный, смешанный. В его составе содержится большое количество лерототложенных верхнемеловых и нижнемеловых форм. Вместе с тем М. М. Беляевой и В. И. Подгородниченко среди микрофауны установлены некоторые типично палеоценовые формы, как, например: *Apomalina montanaensis* Gall. et Morr., *Guttulina ipatovcevi* Vass. и другие, а среди макрофауны — *Solenomya pavlovi* Arch.

**Маргаритовской скважиной**, заложенной несколько южнее Азова и приуроченной к верхней части южного крыла Азовской антеклизы, палеоценовые слои пройдены на сравнительно небольшой глубине.

По литологическим признакам, а также на основании микрофаунистических данных, эти слои отбиваются на глубине 594—575 м, т. е. их мощность не превышает 15—20 м.

Маргаритовской скважиной вскрыт, как и в описанных выше разрезах, горизонт типичных эльбурганских прочных детритусовых известняков, являющихся маркирующими для нижнепалеоценовых слоев. Малая мощность горизонта (1—1,5 м) объясняется его размывом, обусловленным отчетливо фиксирующимся перерывом. Существование перерыва подтверждается наличием в верхнем контакте небольшого слоя глауконитита с грубозернистым песчаным материалом и гальками фосфорита, а также выветрелым обликом побуревших известняков в этом верхнем контакте. В этих известняках определена типично палеоценовая фауна.

На основании некоторых микрофаунистических остатков также к нижнему палеоцену следует отнести небольшой горизонт, мощностью

около 4 м, залегающий между известняками (сверху) и маастрихтскими слоями. Горизонт сложен своеобразными известковисто-кремнистыми породами с обильным содержанием в них известковисто-органогенного детритуса, того же, что и в верхнем, чисто известковистом горизонте. Кремнистый материал, содержание которого в породах достигает 35—40%, представлен радиоляриями и тонкими глобулярными частицами опала, но иногда наблюдаются обломки опоквидной породы, вероятно, вымытые из лежащей ниже мощной толщи опок верхнемелового возраста.

По существу, пачка этих известковисто-кремнистых пород представляет собой лишь базальную кремнистую разновидность известняков эльбурганской свиты. Генетически и фашиально они однотипны и отличаются только тем, что в начальную, трансгрессивную фазу происходило смешивание накопившегося известковистого осадка с кремнистым материалом размывавшихся кремнистых пород верхнего мела.

К верхнему палеоцену по маргаритовскому разрезу относится небольшая горизонт, на глубине 589—575 м, неоднородных по своему литологическому характеру слоев. Здесь непосредственно на размытой поверхности известняков залегают слои черных углистых (торфянистых) глин. По фашиальным признакам глины относятся к болотно-лагунному типу. Их накопление связано с ингрессивной фазой осадкообразовательного процесса, наступившего после некоторого, возможно, достаточно длительного перерыва. Мощность данного слоя около 2 м. Эти торфянистые глины, как отмечалось выше, прослеживаются в основании верхнего палеоцена почти повсеместно в области Азово-Кубанской впадины.

Глины сменяются небольшим (около 1 м) слоем грубозернистого глауконитита. Интенсивно зеленый глауконит представлен крупными зернами (0,6—0,9 мм). В составе глауконитита содержится также крупнозернистый кварцевый материал (с размерами зерен до 2—2,5 мм). Более редко наблюдаются мелкие обломки известняка, макрофауна, фосфорит, остатки рыб и пр. Глауконитит, безусловно, является породой прибойного типа, образовавшейся в трансгрессивную фазу осадкообразования.

Выше, до глубины 575 м, идут типично глинистые, заметно глауконитизированные породы с отчетливой зеленоватой окраской. Глауконит представлен большей частью крупными, до 0,5—0,6 мм, автохтонными зернами. В глинах нередко наблюдаются пирит и сидерит. Известковый материал отсутствует.

Переход к эоценовым отложениям по маргаритовской скважине литологически постепенный. Однако залегающие выше глинистые слои эоцена отличаются некоторой карбонатностью, обусловленной присутствием кокколитофоридов.

Палеоценовые отложения, хотя и весьма условно, выделяются также по **каяловской** и **ростовской** скважинам, приуроченным к сводовой части Азовской антеклизы. По разрезу каяловской скважины эти слои выделяются, главным образом по литологическим признакам, на глубине 483—462 м. Они представлены тремя литологически различными пачками пород.

В нижней части выделяется небольшая пачка (мощностью до 7—8 м) однородных, слабо сцементированных, линзовиднослонистых пород типа глинисто-песчанистых радиоляритов или даже радиолярит-спонголитов. Они с резким контактом залегают на сильно окремненных отложениях кампанского яруса. Породы очень напоминают кремнистые палеоценовые слои, прослеживающиеся ниже маркирующих детритусо-

вых известняков по маргаритовскому разрезу. Сами же детритусовые известняки в каяловском разрезе, как и в ростовском, отсутствуют.

По сходству с палеоценом маргаритовского разреза пачку этих кремнисто-глинистых пород с радиоляриями следует определять как нижние слои эльбурганской свиты.

Небольшой (до 1 м), средний горизонт в каяловском разрезе представлен почти чистым глауконитом с крупными (до 0,75 мм) зернами глауконита и крупными выделениями глиноподобного глауконита. В небольшом количестве глауконитит содержит крупные (1,5—2 мм) зерна кварца и изредка фосфоритов.

Глауконититовые породы являются своеобразным базальным горизонтом залегающих выше типично морских глин верхнего палеоцена. Высокая концентрация глауконита, его крупнозернистость, наличие кварцевых и глинистых галек и прочее указывает на то, что глауконитит формировался в трансгрессивную фазу осадкообразования. В результате трансгрессии здесь были полностью размыты маркирующие детритусовые известняки эльбургана. В ростовском разрезе оказались размытыми и подстилающие слои кремнисто-глинистых пород с радиоляриями (радиоляриты).

Третья, верхняя, небольшая пачка пород, залегающая выше глауконититов, имеет чисто глинистый состав. Глины зеленоватые, алевритистые, известковистые. В них содержится заметное количество глауконита, иногда в крупных автохтонных зернах. Часто присутствуют пирит и сидерит. Изредка встречаются спикулы губок. Нередко в глинах наблюдаются ходы илоедов, что указывает на сравнительно мелководный характер глинистых осадков.

Глины в верхних слоях, по-видимому, размыты, так как резко сменяются новым базальным горизонтом эоценового грубозернистого песчаника с включением опок и фосфоритов.

По сходству с палеоценом маргаритовского разреза этот глинистый горизонт и подстилающие его глауконититы следует датировать верхним палеоценом, который повсеместно имеет существенно глинистый состав.

В разрезе ростовской скважины, приуроченной к сводовой зоне Азовской антеклизы, по литологическому сходству можно отнести к верхнему палеоцену небольшой горизонт крупнозернистых глауконитовых песков (глауконититов), залегающих на глубине 316—310 м, на размытых мелоподобных известняках верхнего мела. Верхнепалеоценовый возраст имеет также и пачка зеленоватых пластичных ферримонтмориллонитовых глин на глубине 310—305 м.

Как глауконититы, так и зеленоватые глины сильно напоминают описанные выше породы верхнего палеоцена каяловского и других разрезов. Глауконититы, содержащие до 80—90% глауконита, характеризуются крупнозернистой структурой. Отдельные гнезда в глауконитите обильно заполнены сидеритом, представленным розеткообразными сферолитами и реже ромбоэдрическими кристалликами. В незначительных количествах наблюдается терригенный песчанистый, преимущественно кварцевый, материал с максимальными размерами зерен 0,75—0,80 мм. Изредка встречаются спикулы губок и остатки рыб (даллит).

Глауконитит постепенно переходит в зеленоватые глинистые породы с рассеянными в них зернами крупнозернистого глауконита.

Таким образом, относимые к палеоцену слои по ростовскому и каяловскому разрезам значительно отличаются от рассмотренных выше палеоценовых пород анастасиевской скважины. В этих разрезах полностью размыты или совсем не образовывались детритусовые известняки эльбурганской свиты и отсутствуют аркозовые гравелиты. Также в

отличие от анастасиевского разреза здесь хорошо представлены зеленватые известковистые глины с крупнозернистым глауконитом. Подобные глины прослеживаются в самых верхах палеоцена по маргаритовскому и катонскому разрезам.

На основании этого можно предполагать, что данный участок Азовской антеклизы к началу верхнего палеогена был захвачен значительными тектоническими погружениями, обусловившими образование трансгрессивных осадков (глауконититы и затем глауконитизированные глины). На площади Таганрогского Приазовья в этот отрезок времени формировались континентальные, озерно-болотные осадки (черные глины и пески с линзами бурых углей), какие хорошо выражены в верхних слоях палеоцена анастасиевской скважины.

**Глауконититы**, хорошо представленные в каяловском и ростовском разрезах, вообще имеют очень большое развитие и в других разрезах палеогена Восточного Донбасса и на Волге. Небольшими горизонтами, мощностью в несколько метров, они прослеживаются во многих местах в основании морских осадочных формирований. Очень часто глауконититы устанавливаются на границе верхнего мела и палеогена, а также на границе палеоцена и эоцена. Во многих разрезах они отмечаются в основании более мелких палеогеновых стратиграфических подразделений.

Исследования глауконититов во многих палеогеновых разрезах на Дону и на Волге позволили прийти к выводу, что слои этих резко обогащенных глауконитом пород следует рассматривать в качестве трансгрессивных базальных осадочных формирований (И. А. Шамрай, 1954, 1955). Фациально их образование следует связывать с прибрежной литоральной или сублиторальной обстановкой в самые начальные этапы морских трансгрессий. На это указывают как условия залегания глауконититов, так и их текстурные и структурно-петрографические особенности.

Прослеживание данных пород в естественных обнажениях и искусственных горных выработках показывает, что глауконититы ложатся на подстилающие толщи с резким контактом и нередко с хорошо заметным размывом. Часто они залегают на размывтых слоях выветрелых пород или на осадочных накоплениях континентальных, лагунно-болотных фаций.

Текстуры пород большей частью имеют линзовиднослоистый и нередко косослоистый характер. По простиранию слои этих пород резко изменяются в мощности или почти полностью выклиниваются. Линзовиднослоистые текстуры глауконититов и их частые выклинивания хорошо прослеживаются в разрезах палеогена на реках Калитве, Глубокой, в бассейне р. Чира и др. Особенно хорошо линзовиднослоистые и косослоистые текстуры и изменения мощностей глауконититового горизонта наблюдались в свежих стенках котлована Волгоградской ГЭС, где глауконититы были вскрыты на очень большом участке, в контакте между бучакским и царицынским ярусами.

Косослоистые и линзовиднослоистые текстуры этих пород, несомненно, указывают на то, что они образовывались в мелководно-прибрежных условиях, в активной гидродинамической обстановке.

Наличие активной гидродинамической обстановки, наиболее возможной в литоральной и сублиторальной зонах, подтверждается также высокой концентрацией глауконита в глауконититовых горизонтах, его хорошей отсортированностью и крупнозернистыми структурами глауконитовых масс. Зерна глауконита большей частью хорошо окатаны.

Содержание глауконита в этих интенсивно зеленых породах колеб-

лется в широких пределах, но всегда в несколько раз выше, чем в составе вмещающих пород, и нередко достигает 70—80%.

Присутствующие в глауконититах терригенные и аутигенные примеси в основном имеют более крупнозернистый характер, чем в составе вмещающих пород. Часто очень крупными зернами в глауконититах представлен кварцевый песчаный материал; обычно в виде крупных граувелитовых окатанных включений присутствуют фосфориты. Нередко глауконититы обогащены окатанными остатками рыб (зубы, косточки), обломками древесины, глинистыми катунами, окатанными обломками опоки и др.

Комплекс перечисленных признаков позволяет рассматривать глауконититы в литологическом отношении как породы прибойного типа, формировавшиеся в крайней прибрежной зоне. На основании этого можно считать, что в нижнем контакте отсортированных, почти чисто глауконитовых пород существовали перерывы.

В верхнем контакте глауконититы обычно переходят в более тонкоструктурные морские формирования с постепенно уменьшающимися содержаниями глауконита. Наряду с другими признаками это также дает возможность определять глауконититы как базальные образования, формировавшиеся в начальные стадии трансгрессий.

Отмечавшиеся структурные и текстурные признаки и условия залегания глауконититов указывают на то, что глауконитовые массы имеют аллохтонный характер, как в основном аллохтонными, претерпевшими большее или меньшее перемещение на дне бассейна, являются вообще глауконитовые массы в составе палеогеновых отложений. Особенно это касается песчанистой и алеврит-песчанистой группы палеогеновых пород, формировавшейся в значительной степени под воздействием морских течений.

Сравнительно редко встречаются автохтонные массы глауконита. Они наблюдаются в глинистых породах, накопившихся в условиях пониженной гидродинамической активности. Глауконит в таких породах характеризуется разнозернистой структурой; неокатанные зерна минерала представлены большей частью типичными для него дольчатыми, гроздевидными и другими формами. Подобный автохтонный разнозернистый глауконит отмечается в описанных выше зеленоватых глинистых породах верхнего палеоцена (ростовский, каяловский, маргаритовский, катонский и другие разрезы).

Аллохтонные глауконитовые массы повсеместно характеризуются равномерной зернистой структурой; размер зерен глауконита всегда строго соответствует размерам зерен терригенного материала. Признаки аллохтонности глауконитовых масс несколько не означают, что глауконит поступал за счет размыва каких-то более древних, глауконитсодержащих пород. Это лишь свидетельствует о том, что глауконит почти одновременно с его диагенетическим возникновением подвергался под воздействием гидродинамических факторов большему или меньшему перемещению на дне бассейна. Тем самым создавались условия для сортировки глауконитовых масс и их аккумуляции в зонах литорала и сублиторала.

Возникновение глауконититов как прибойных формирований не единственный пример локализованной концентрации морских аутигенных минералов. В результате подобных же процессов происходило концентрированное накопление морских рудных масс и, в частности, образование многих морских месторождений железа, марганца, алюминия и пр. (И. А. Шамрай, 1956; И. А. Шамрай, В. И. Сорочинская, 1958).

В совершенно аналогичных условиях формировались также желвач-

но-фосфоритовые горизонты, распространенные на данной территории среди палеогеновых отложений. Они также прослеживаются в контактных зонах между отдельными стратиграфическими подразделениями. Вместе с фосфоритовыми желваками, большей частью хорошо окатанными, обычно в значительных количествах присутствуют кремневые гальки и гравий, часто встречаются кварцевые гальки, особенно в северных районах территории. Фосфоритовые накопления нередко сильно обогащены глауконитом.

Условия залегания фосфоритовых горизонтов, их петрографический состав и структурные особенности указывают на то, что фосфоритовые, как и глауконитовые, накопления следует рассматривать в качестве базальных образований. Эти накопления свидетельствуют о начале трансгрессии и начале новых седиментационных циклов. В ряде фосфоритовых горизонтов хорошо устанавливаются следы перерывов в осадкообразовательном процессе (И. А. Шамрай, С. Я. Орехов, 1956). Также с перерывами осадкообразования связывает Б. М. Гиммельфарб (1952) фосфоритовые накопления большинства месторождений Советского Союза.

### Восточное погружение Азовской антеклизы

Постоянно палеоцен прослеживается на восточном погружении Азовского свода, особенно в южном его крыле (бассейн рек Кагальника и Среднего Егорлыка). Мощность палеоценовых отложений, увеличивающаяся к югу и юго-востоку, колеблется в пределах от нескольких десятков до 200—250 м.

Слои вскрываются скважинами под более молодыми эоценовыми отложениями на глубинах от 850—800 м до 1500—1300 м, возрастающих, как и мощности, в южном и юго-восточном направлениях. Повсеместно палеоценовые слои ложатся на различные горизонты верхнего мела, указывая тем самым на существование длительного перерыва в предпалеоценовое время.

По фационально-литологическим признакам палеоценовая толща на различных участках не однотипна, особенно в нижней части. На северо-западе площади (мечетинская, зерноградская, егорлыкская скважины) палеоцен имеет трехчленное строение; нижняя его часть, как и в рассмотренных выше разрезах (катонская, маргаритовская и другие скважины), представлена мощными детритусовыми известняками. Верхнепалеоценовые слои сложены почти однотипными мелкозернистыми песками и песчаниками-рыхляками.

Те же известняки приборойного детритусового типа мощно представлены и в более южных разрезах толщи — в районе Грузской балки и в верховьях р. Куго-Еи. Однако среди известняков здесь появляются пачки известковистых мелкозернистых песков с рассеянной фауной и известковистым детритусом. В самой нижней части палеоценового разреза, под известняками, прослеживаются пачки слабо известковистых и неизвестковистых мелкозернистых и тонкозернистых песков и глин. В верхней части толщи значительно распространены глинистые породы.

В общем, палеоцен в южном крыле Азовской антеклизы по литологическому характеру близок к новоминскому типу, и в его толще, мощностью до 200—250 м, можно выделить три горизонта: известковый (эльбурганская свита), подыизвестковый (кубанская свита) и надыизвестковый (верхний палеоцен).

На юго-востоке рассматриваемой полосы (скважины целинская, среднеегорлыкская и др.) очень мощно представленный палеоцен (до 250—300 м) характеризуется осадочными накоплениями песчанокопского,

более глубоководного типа. Здесь можно выделить те же три горизонта. Однако средний горизонт, соответствующий эльбурганской свите, сложен преимущественно мощными песками, среди которых прослеживаются небольшие слои известковистых песчаников и местами, в нижней части горизонта, слои песчанистого детритусового известняка.

Нижний, подывестковый горизонт имеет глинисто-песчанистый состав. Мощный, надывестковый горизонт (верхний палеоцен) сложен преимущественно хорошо отсортированными мелкозернистыми и тонкозернистыми неизвестковистыми глауконитизированными песками с редкими слоями глин.

Для более конкретного представления о литологическом характере палеоценовой толщи в этой полосе приведем краткое описание палеоценовых разрезов по мечетинской и целинской скважинам, керновый материал которых подвергался исследованию.

**В мечетинской** скважине палеоценовые отложения вскрыты в интервале глубин 915—839 м. Они налегают здесь на тонкозернистые известковистые, глинистые песчаники маастрихта. В основании палеоцена залегает сравнительно слабо сцементированный, сильно глауконитизированный известняк с обильным раковинным детритусом. В известняке изредка встречаются мелкие гальки фосфорита и кварца. Мощность этого слоя — 2 м.

Выше залегает пачка, мощностью до 19—20 м, прочных серых и светло-серых известняков, в основном глауконитизированных. Известняки в нижней части имеют детритусовый состав и относятся к типично приборному типу. В верхних слоях известняки более плотные, перекристаллизованные и заметно песчанистые.

Содержащийся в известняках в переменных количествах глауконит, особенно в нижнем, двухметровом базальном слое, представлен, как и во многих других разрезах нижнего палеоцена, двумя типами. Широко распространен глауконит в виде крупных (до 0,5—0,7 м), большей частью заметно окатанных зерен с агрегатной структурой. Также в больших количествах содержится второй тип глауконита, выделяемый в ранее описанных разрезах под названием глиноподобного глауконита, или глауконитоподобного лептохлорита. Этот тип глауконита представлен в виде крупных (до 4—7 мм) включений, часто округлой формы. Нередко он присутствует в виде примазок и выполнений в пустотах известняка. Микроструктура этого глауконита чаще всего волокнистая.

Образование лептохлорита, как и обычного глауконита, по-видимому, происходило в диагенетическую стадию, и он также претерпевал некоторое донное перемещение. В значительной части лептохлорит образовывался и в позднедиагенетическую стадию, в уже захоронившихся осадочных массах, что доказывается его размещением в пустотах и кавернах известняков.

Почти сплошными известняками, мощностью более 30 м, представлен нижний палеоцен в егорлыкской скважине, несколько севернее ст. Атаман. В нижней части известняковой пачки присутствуют включения глиноподобного глауконита.

Над известняками в разрезе мечетинской скважины залегает десятиметровая глинистая пачка. Глины заметно слоистые, алеврит-песчанистые, чуть зеленоватой окраски, но в самом основании темно-серые, почти черные. В них распространен органический материал в виде растительного шлама и тонкой коллоидальной массы гуминового типа. Обильно представлены в глинах сульфиды железа.

Подобный же глинистый горизонт, залегающий выше карбонатных пород, хорошо выражен и в других, более западных и северо-западных

разрезах. Присутствие этих сильно торфянистых глин означает существование перерыва, отделяющего нижний палеоцен от верхнего.

Выше по разрезу глины сменяются мощной пачкой песков и песчаников-рыхляков. Пески мелкозернистые и тонкозернистые, хорошо отсортированные, несколько глауконитизированные. В песках обильно представлены цеолит и глобулярный опал. Присутствие этих минералов обуславливает местами некоторую рыхляковую цементацию пород и их кажущуюся глинистость.

Верхняя часть палеоценового разреза по данной скважине сложена шестиметровой пачкой серых алевритистых слюдистых глин, сменяемых затем светлыми мелкозернистыми песками и сильно окремненными песчаниками, мощностью до 7—8 м. Этими песчаниками заканчивается палеоценовый разрез. Выше идет мощная эоценовая толща, начинающаяся здесь двенадцатиметровой пачкой глин, внизу сильно гумусированных. Наличие в контакте палеоцена с эоценом сильно окремненных и осветленных песчаников указывает на существование перерыва между этими толщами.

Разрез палеоцена по **целинской** скважине, общей мощностью до 210 м, представлен преимущественно терригенными песчанистыми породами. Они отбиваются на глубине 1200—996 м. Возможно, палеоценовая толща имеет здесь большую мощность, но не пройдена полностью скважиной, бурение которой приостановлено на глубине 1200 м.

Нижние пачки пород, общей мощностью до 70 м, сложены преимущественно слабо сцементированными тонкозернистыми песчаниками-рыхляками и слабо сцементированными песчанистыми алевролитами. Породы заметно известковистые, в них нередко встречаются обломки фауны. Среди рыхлых пород этого горизонта прослеживаются несколько пластов известковистых песчаников с неравномерной цементацией. Песчаники меняются от очень прочных до слабо сцементированных. В песчаниках часто встречаются ядра макрофауны. В самой нижней части горизонта прослеживаются небольшие прослойки прочного серого детритусового известняка.

Повышенная известковистость пород, а также присутствие среди них прослоев детритусового известняка указывают на то, что этот горизонт соответствует известковистым слоям эльбурганской свиты других разрезов Азово-Кубанской впадины и Азовского свода.

Залегающую выше 30-метровую пачку песков следует также отнести к эльбурганской свите. Пески мелкозернистые, слегка известковистые и глауконитизированные. В самой верхней части горизонта пески сменяются прочными окремненными песчаниками, мощностью до 4 м. Окремнение имеет, несомненно, вторичный характер, обусловленный существованием перерыва в континентальную фазу осадкообразовательного процесса. По-видимому, в верхнем контакте этих песчаников необходимо проводить нижнюю границу верхнего палеоцена.

От залегающей выше верхнепалеоценовой толщи, мощностью более 100 м, керн поднят лишь из верхней, 21-метровой пачки песчанистых пород. Пески и песчаники-рыхляки здесь, как и вообще в верхнем палеоцене, мелкозернистые, глауконитизированные и цеолитизированные, неизвестковистые. Песчанистый материал, в его терригенной части, хорошо отсортирован. Слабая рыхляковая цементация и кажущаяся глинистость пород обусловлены присутствием в них цеолита.

Выше по разрезу эти песчанистые породы сменяются небольшой пачкой темно-серых и черных, сильно гумусированных глин, которые являются верхней границей палеоцена. Подобные черные, сильно гумусированные глины на границе палеоцена и эоцена прослеживаются и во многих других разрезах палеогена.

По данным Ю. А. Сударикова (1959) и З. П. Дворкина, в скважинах данной полосы в детритусовых известняках и в связанных с ними мелкозернистых песках определены комплексы двустворчатых моллюсков и фораминифер. Среди моллюсков здесь встречены: *Chlamys prestwichi* Morr., *Ostrea* ex gr. *eversa* Meli, *Corbis montensis* Cossm., *Nuculana essentuciana* Korob. и другие формы, характерные для нижнего палеоцена.

Среди довольно богатых комплексов фораминифер в ряде разрезов на этой площади определены: *Cibicides lectus* Vass., *Cibicides* ex gr. *lobatulus* (Walk. et Jacob.), *Anomalina danica* (Brotz.), *Anomalina graeacuta* Plumm., *Trochamminoides coronatus* (Brady) и др.

Установленные микрофаунистические комплексы позволяют с достаточной уверенностью относить известняковый горизонт к нижнему палеоцену и сопоставлять его с эльбурганской свитой Северного Кавказа.

Менее уверенно определяется стратиграфическое положение слоев, относимых к верхнему палеоцену. В этих слоях обычно устанавливаются спикулы губок, радиолярии и очень бедный комплекс песчанистых фораминифер. Среди последних встречены: *Ammodiscus incertus* Orb., *Ammodiscus grenatus* Subb., *Glomospira charoides* (Parker et Lones), *Harporhagmoides* cf. *eggeri* Cushman. и др.

Подобный комплекс фораминифер в верхнем, надкарбонатном горизонте по новоминскому и выселковскому разрезам определен З. А. Антоновой (1952, 1960). Это дало возможность ей отнести надкарбонатные слои к свите Горячего Ключа. Стратиграфическое положение и литологическое и палеонтологическое сходство надкарбонатных слоев в рассматриваемых разрезах Азовского свода и в разрезах по новоминской и выселковской скважинам также дают возможность сопоставлять их с отложениями свиты Горячего Ключа Северного Кавказа.

Как доказывает Н. Н. Борисенко (1958, 1960), для более южных палеоценовых разрезов стратиграфическую отбивку и стратиграфическую увязку верхнепалеоценовых слоев с достаточной уверенностью можно производить на основании комплексов радиолярий. Однако подобные исследования здесь не проводились. Отмечается лишь обильное содержание этой группы организмов в рассматриваемых слоях.

Анализ всего литологического материала показывает, что формирование мощных палеоценовых накоплений северной полосы Азово-Кубанской впадины, и особенно Азовской антеклизы, прерывалось неоднократными регрессиями и осушениями палеоценового бассейна. Эти осушения, по всей вероятности, охватывали очень большие участки палеоценового водоема.

Перерывы фиксируются или в виде отчетливых межформационных размывов и выпаданий из разрезов отдельных слоев и горизонтов, или в виде образовавшихся большей или меньшей мощности базальных горизонтов, представленных крупнозернистыми глауконититами, прибойными детритусовыми известняками и органогенно-шламовыми кремнистыми породами. В ряде разрезов эти перерывы выражены углисто-глинистыми (торфянистыми) накоплениями, связанными своим образованием с континентальными или полуконтинентальными болотными и лагунно-болотными условиями. Наконец, в перерывах (в их верхних контактах) присутствуют местами окремненные песчаники и опоковидные породы.

Конгломераты, представленные обломками прочных пород, в базальных накоплениях не устанавливаются. Это объясняется тем, что выходящие на поверхность и трансгрессивно разрушавшиеся толщи как палеоценовых, так и более древних отложений слагались исклю-

чительно мягкими, легко размывающимися и разрыхляющимися породами. Мощные пачки гравелитов и конгломератов среди палеоценовых отложений прослеживаются только в полосе Азовской антеклизы (анастасиевская скважина). Это, безусловно, связано с существовавшими в палеоценовое время в ближайших районах крупными выходами Приазовского кристаллического субстрата.

С перерывом, хотя и не всегда четко выраженным, палеоценовые слои контактируют с верхнемеловыми толщами. Выпаданием из разрезов верхних горизонтов верхнего мела доказывается длительный перерыв между палеоценом и меловыми слоями в ростовском, каяловском и маргаритовском разрезах, а также в выселковском разрезе на юге Азово-Кубанской впадины. Кроме того, в выселковском разрезе существование длительного перерыва между палеоценом и верхним мелом подтверждается наличием слоев сильно углистых глин, залегающих в основании палеоцена. О перерыве между маастрихтом и палеоценовыми слоями в разрезе новоминской скважины свидетельствуют резкая литологическая смена слоев и наличие в основании палеоценовых накоплений небольшого горизонта глинисто-песчанистых конгломератовидных пород и глауконитов.

В остальных, описанных выше разрезах следов перерыва между мелом и палеоценом установить не удалось, что, по-видимому, объясняется недостаточной детальностью подъема керна.

Перерывы с большей или меньшей резкостью определяются также внутри палеоценовой толщи. В большинстве исследованных разрезов устанавливается два таких перерыва. С существованием длительного перерыва и осушением бассейна следует связывать образование отмеченных выше эльбурганских прибойных детритусовых известняков. Эти типично прибрежно-литоральные накопления, указывающие на начальный этап трансгрессивной фазы осадкообразования, прослеживаются почти на всей исследованной территории Азово-Кубанской впадины и Азовской антеклизы. Местами, как, например, в новоминском и выселковском разрезах, в основании известковистого горизонта залегают болотные углистые глины или сильно окремненные породы, указывающие на несомненное существование континентальной фазы.

Повсеместно с отчетливым перерывом контактируют нижнепалеоценовые и верхнепалеоценовые отложения. В песчанокопском, выселковском и новоминском разрезах и на крайнем западе (катонская, ейская и маргаритовская скважины) контакт характеризуется явно ингрессивным налеганием верхнепалеоценовых слоев на породы эльбурганской свиты. Это нашло отражение в формировании глинисто-торфянистых накоплений (углистые глины), залегающих в основании верхнего палеоцена. Углистый характер глин обусловлен болотной или болотно-лагунной обстановкой их образования.

Местами, как, например, в выселковской, ейской, катонской и маргаритовской скважинах, углисто-глинистые породы залегают на явно размытых известняках нижнего палеоцена.

В каяловском и ростовском разрезах в основании верхнего палеоцена устанавливаются хорошо отсортированные крупнозернистые глаукониты, представляющие собой своеобразные трансгрессивно-базальные накопления. Эти же глаукониты в основании верхнего палеоцена распространены и в маргаритовском разрезе. В каяловском разрезе глаукониты залегают на размытых песчанистых спонголит-радиоляритах палеоценового возраста. В ростовской скважине эти же глаукониты налегают на размытые известковистые слои кампанского яруса.

Выявленные в палеоцене межформационные и внутриформационные перерывы имеют важное значение в общем геологическом и литогенети-

цеском познании мощных третичных накоплений Азово-Кубанской впадины. Они обязательно должны учитываться при стратиграфическом расчленении этих накоплений, а также при их сопоставлении по отдельным, далеко отстоящим разрезам.

Перерывы в палеоценовом осадконакоплении и осушения палеоценового бассейна особенно отчетливо проявлялись в полосе Азовской антеклизы и собственно Восточного Донбасса. Эти участки в палеоценовое и последующее эоценовое время испытывали резкие тектонические движения, главным образом положительного знака. В результате этого палеоценовые осадки здесь или совсем не накапливались, как, например, на большой территории современного открытого Донбасса, или образовывались очень маломощными слоями, которые быстро уничтожались последующими размывами.

В области Азовской антеклизы и вообще периферийной зоны открытого Донбасса они сохранились лишь на изолированных участках, приуроченных к тектоническим впадинам. Рассмотренный выше анастасневский разрез палеоцена представляет собой подобный размывтый останец, сохранившийся здесь в зоне западного замыкания так называемого Тузлов-Манычского прогиба.

### ЭОЦЕН

Очень мощные эоценовые осадочные накопления, как и подстилающие их палеоценовые толщи, повсеместно распространены на территории северной и северо-западной платформенной части Азово-Кубанской впадины. Они залегают на значительных глубинах и, перекрытые мощными толщами олигоцена, неогена и четвертичных осадков, на дневную поверхность нигде не выходят.

Мощности эоценовых слоев на рассматриваемой территории не везде одинаковы. Пройденными в ряде районов глубокими буровыми скважинами установлено, что увеличение глубин залегания и мощностей эоценовой толщи, так же как и палеоценовых отложений, происходит в направлении с севера на юг (табл. 6). Максимальные глубины залегания и

Таблица 6  
Глубина залегания и мощность эоценовых отложений северного крыла Азово-Кубанской впадины, м

Разрез	Нижняя граница	Верхняя граница	Мощность
Ростовский	303	236	67
Каяловский	462	275	187
Маргаритовский	575	346	229
Катонский	615	340	275
Ейский	902	496	406
Песчанокопский	1270	770	500
Новоминой	1249	990	259
Выселковский	1852	1430	422
Тимашевский	2479	2074	405

максимальные мощности наблюдаются в наиболее южных скважинах. Это указывает на то, что формирование эоценовых отложений, так же как и подстилающих более древних образований, происходило в условиях колебательных тектонических движений, амплитуда которых при доминирующем значении погружений увеличивалась в направлении с севера на юг.

В результате тектонических движений на различных участках рассматриваемой полосы и в различные отрезки времени создавались фациально изменяющиеся условия, что нашло отражение в литологической неоднотипности осадочных накоплений, какими сложены мощные толщи эоцена, и в их циклическом строении.

Важными, определяющими фациальную обстановку условиями являлись существовавшие в некоторые отрезки времени мощные континентальные водные артерии и усиленный привнос ими терригенного

материала в эоценовый бассейн, а также положение различных участков бассейна по отношению к устьям потоков и к береговой линии. Одновременно с этим большое значение имели морские течения, перемещавшие осадочные массы на дне бассейна и осуществлявшие их сортировку.

Фациально-геохимическая обстановка определялась также климатическими условиями, по-видимому, не постоянными в течение эоценового времени. Нередко повышенная глауконитизация эоценовых, как и палеоэоценовых, накоплений указывает на теплый и, возможно, жаркий климат (Н. С. Шатский, 1955). Об этом же свидетельствует повышенная известковистость пород в некоторых слоях. Однако последнее обуславливалось существовавшими в отдельные отрезки эоценового времени широкими связями водоема с океаническим бассейном на юге, откуда внедрялись пелагические массы известковистых организмов. Как будет отмечено ниже, известковистый материал эоценовых отложений имеет преимущественно органогенный характер и составлен главным образом остатками тонких пелагических организмов кокколитофоридов.

Пелагический характер известковистого органогенного материала позволяет прийти к выводу, что в течение эоценового времени в область Азово-Кубанской впадины внедрялись периодически трансгрессивные теплые пелагические воды Тетиса, приносившие с собой известковистый планктон. Периодические трансгрессии с юга и связь эоценового бассейна рассматриваемой территории с водными пространствами Тетиса вызывались, по всей вероятности, периодическими геотектоническими колебательными импульсами.

Отмирание органического пелагического известковистого материала и формирование мощных неизвестковистых осадков происходило в последующие, регрессивные этапы развития эоценового бассейна. Доступ пелагических вод Тетиса в область Азово-Кубанской впадины, возможно, затруднялся барьерными выступами, возникавшими в результате тектонических движений на юге, в полосе современного Кавказа. Однако важное значение имело и периодическое оживление на севере, в области континента, мощных речных систем, которые вносили в бассейн огромные массы пресной воды, теснившие к югу пелагические воды Тетиса. Мощные толщи песчаных и алевроит-песчаных пород регрессивных фаций эоцена указывают на важную роль речных артерий в формировании осадков эоцена и палеоэоцена.

В составе эоценовой толщи на территории Азово-Кубанской впадины отчетливо выделяются и повсеместно прослеживаются пять крупных трансгрессивно-регрессивных седиментационных комплексов или циклов. В каждом из них хорошо устанавливаются фации трансгрессивного полуцикла, характеризующиеся главным образом глинистыми, в большей или меньшей степени известковистыми кокколитовыми породами; более грубыми, часто песчаными и алевроит-песчаными неизвестковистыми породами представлены фации регрессивных полуциклов.

Ритмическое строение эоценовой толщи, кроме общегеологического и палеогеографического интереса, имеет важное значение для решения вопросов стратиграфического порядка. Существующие стратиграфические построения, различные по своим объемам и границам у различных авторов, могут получить совершенно однозначное выражение на основании их увязки с циклическими литогенетическими комплексами, отражающими геологическое развитие данной территории (геотектонические колебательные импульсы, трансгрессивные и регрессивные изменения эоценового бассейна и пр).

Стратиграфическая разбивка мощных эоценовых разрезов на территории на основании палеонтологических данных проводилась многими исследователями (З. А. Антонова, 1960; Г. А. Малышек; Е. К. Шуцкая, 1953, 1956, 1960; Л. С. Тер-Григорьянц, 1958; Б. П. Жижченко, 1958; Ю. П. Никитина, 1962; М. М. Беллева, 1962. и др.). Большинство авторов принята северо-кавказская схема стратиграфического деления палеогена, и в частности эоцена. Эту схему, как отмечалось выше, следует считать наиболее рациональной.

Однако выделение стратиграфических подразделений эоценовой толщи, отбивка границ между ними и увязка их по различным разрезам не всеми авторами трактуется однозначно. Менее всего согласованные стратиграфические трактовки даются для нижней песчанистой части эоцена, очень слабо охарактеризованной палеонтологически.

Поэтому с целью уточнения границ стратиграфических подразделений, выделяемых главным образом на основании микрофаунистических данных и их корреляции, в данной работе применялся циклический анализ эоценовой толщи и кокколитоковый биостратиграфический метод. Кокколитофориды являются не только важным пороодообразующим фактором, но и представляют, как доказываются многими исследователями (М. Н. Брамлет, В. Р. Ридель, 1954; Е. Мартини, 1958, 1959; И. А. Шамрай, 1949, 1963, 1964; И. А. Шамрай, Е. П. Лазарева, 1956, и др.), очень большую биостратиграфическую ценность. Стратиграфические расчленения эоцена и увязки отдельных горизонтов на основании этого метода производятся с большой точностью.

Литологические исследования эоценовых отложений на рассматриваемой территории с большей или меньшей детальностью проводились по тем же опорным разрезам, что и для палеоэоценовой толщи. В полосе Азово-Кубанской впадины был изучен детально отобранный керновый материал новоминской, выселковской, тимашевской и песчанокопской опорных скважин. На площади Азовской антеклизы исследовался материал многочисленных скважин структурного бурения.

### Выселковский разрез

Мощная толща эоценовых отложений в выселковском разрезе отбивается на глубине 1852—1430 м и имеет мощность до 420 м. Переход от подстилающих палеоэоценовых слоев к эоценовым постепенный, но появление в нижних слоях эоцена известковистого материала, представленного кокколитофоридами (начало трансгрессии), позволяет достаточно четко проводить границы между этими толщами.

Разрез эоценовых отложений по данной скважине фациально и литологически имеет неоднородный характер. Нижняя часть разреза, мощностью более 300 м, сложена, как и в других разрезах, преимущественно кластогенными песчанистыми и алевритистыми породами. Лишь значительно меньшая, верхняя часть разреза, мощностью до 120 м, имеет глинистый состав (рис. 2).

По разрезу как кластогенные, так и глинистые породы неоднотипны и различаются структурной разнородностью, степенью отсортированности, наличием аутигенных примесей, текстурными признаками и пр.

На основании этих признаков эоценовую толщу по данному разрезу снизу вверх можно расчленить на несколько отдельных литологических горизонтов, с большей или меньшей резкостью отличающихся друг от друга:

1) алевролиты песчанисто-глинистые и песчаники-рыхляки глауконитизированные, с прослойками глины, в нижней части слабо известковистые, на глубине 1792—1770 м с нуммулитами—144 м;

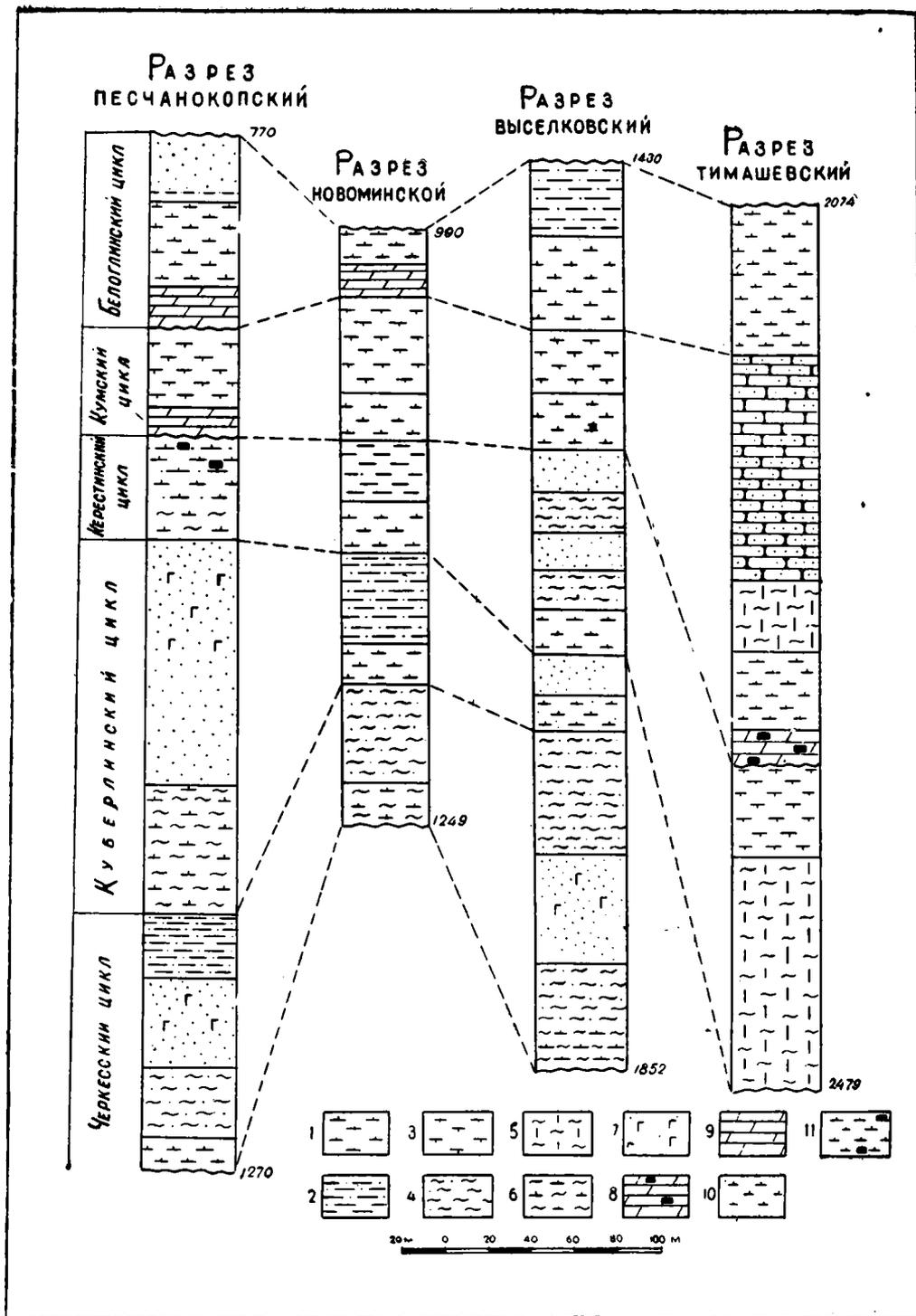


Рис. 2. Разрезы эоцена северного крыла Азово-Кубанской впадины: 1 — глины известковистые, кокколитовые; 2 — глины алевритистые; 3 — глины опоковидные; 4 — алевролиты песчанистые; 5 — алевролиты кремненные; 6 — алевролиты известковистые; 7 — пески мелкозернистые, глауконитизированные; 8 — известковистый горячий сланец; 9 — известняки (мергели) мелоподобные, кокколитовые; 10 — пески мелкозернистые, известковистые; 11 — глины известковистые, углистые.

2) песчаники алевритистые и алевролиты песчанистые, слабо сцементированные, в нижней части известковистые, кокколитовые — 48 м;

3) песчаники-рыхляки и алевролиты-рыхляки, в нижних слоях известковистые; в верхней части глины неизвестковистые, алевритистые, тонкослоистые — 105 м;

4) глины известковистые, кокколитовые, слабо пластичные, жесткие; в верхней части кремнистые, полусухарные, алевритистые — 51 м;

5) глины известковистые, кокколитовые, пластичные, тонкослоистые, сверху сильно алевритистые — 74 м.

Горизонты выделялись по структурно-литологическим признакам, однако границы между ними отбивались в соответствии с циклическим стрессением эоценовой толщи, устанавливаемым на основании появления в слоях известковистого, кокколитового материала.

Первый нижний горизонт представлен типичными алевролитами и в верхней части — алевритистыми песчаниками. Породы сравнительно сцементированы, с трудом растираются пальцами и не размокают в воде. Местами они переходят в типичные алевритистые глины. В нижних слоях породы известковистые и вскипают от действия соляной кислоты, хотя и слабо.

Микроскопическое изучение и механические анализы (табл. 7) показали преимущественно алевритистый состав пород, содержащих подчиненные количества песчанистого материала.

Алеврит-песчанистый материал преимущественно кварцевый. Сравнительно редко встречаются полевые шпаты и слюда. Характерным для пород данного горизонта является заметное количество глауконита, содержание которого колеблется в пределах 4—5 %. Глауконит аллохтонный, что подтверждается гранулометрическим соответствием зерен этого минерала зернам терригенного материала и окатанной формой зерен. Нередко, особенно в верхней части горизонта, наблюдаются псевдоморфозы глауконита по органическим остаткам. Местами имеются повышенные количества пирита. Содержится также углисто-растительный шлам. Изредка наблюдается сидерит.

Заслуживает интереса отмеченная пачка известковистых алевролитов в нижней части горизонта (1852—1838 м). Известковистый материал представлен почти исключительно кокколитофоридами, являющимися остатками теплолюбивых пелагических известковистых организмов из группы жгутиковых водорослей. Их пелагический и теплолюбивый характер доказывается многими исследователями (Л. Н. Курсанов, 1953; В. П. Маслов, 1956; Н. Ломанн, 1902; Г. Дефляндер, 1952, 1954; Е. Камптер, 1952, 1956; Ю. Лекал-Шляудер, 1951, и др.).

Присутствие массового количества этих органических остатков в данных слоях указывает на значительный тектонический и трансгрессивный импульс в начале эоценового времени, вызвавший трансгрессивное поступление в бассейн теплых пелагических вод и пелагических организмов.

В составе комплекса кокколитофоридов устанавливается ряд форм, характерных для среднего эоцена, в особенности: *Tribrachiatus orthostylus* (Braml. et Riedl), *Cuneatus lodöensis* (Braml.), *Lobulatus oligosectus* Schamr., *Pentalithus vesper* (Defl.), *Cuneatus tortuosus* Schamr., *Brachiatus arachnites* Schamr., *Cuneatus monstrosus* Schamr., *Rectera-diatus cuspidatus* Schamr. и др. (рис. 3).

Среднеэоценовый возраст этих форм установлен также в ряде разрезов палеогена на Северном Кавказе, в Копет-Даге, на Нижней Волге. Некоторые из них отмечаются в разрезах ниже-среднеэоценовых слоев Северо-Западной Европы, в американских разрезах (М. Брамлетт и В. Ридель, 1954; Е. Мартини, 1958, 1959; Н. Штраднер, 1958).

Второй, небольшой мощности, горизонт также сложен почти исключительно кластогенными породами главным образом алевролитами и в меньшей мере мелкозернистыми алевритистыми песчаниками.

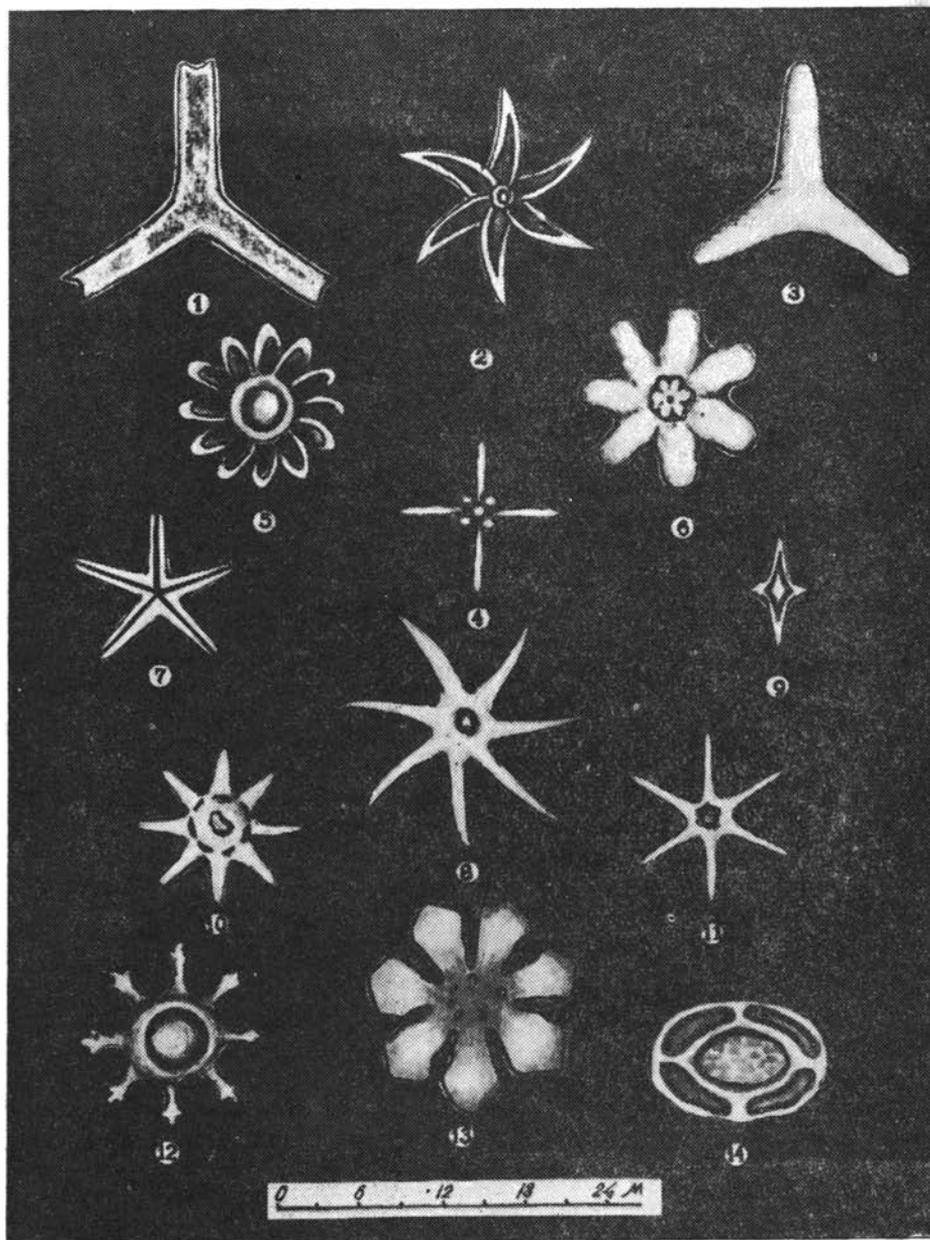


Рис. 3. Кокколитофориды черкесской свиты северного крыла Азово-Кубанской впадины и восточного погружения Донбасса:

- 1, 3—*Tribrachiatus orthostylus* (Braml. et Ried.); 2—*Cuneatus lodoensis* (Braml.); 4—*Brachiatus parvus* sp. n.; 5—*Interpositus* sp. n.; 6—*Lobulatus oligosectus* Schamr.; 7—*Pentalithus vesper* (Defl.); 8—*Cuneatus tortuosus* Schamr.; 9—*Brachiatus arachnites* Schamr.; 10—*Cuneatus monstrosus* Schamr.; 11—*Recteradiatus cuspidatus* Schamr.; 12—*Interpositus compactus* sp. n.; 13—*Lobulatus petaloideus* sp. n.; 14—*Discolithus torulosus* Schamr.

Окраска пород на всю мощность горизонта почти однородная — зеленоваго-серая, местами пятнистая. Также на всю мощность горизонта породы слабо сцементированы и, по-существу, представляют собой типичные песчаники-рыхляки и алевит-рыхляки. Слоистые тексту-

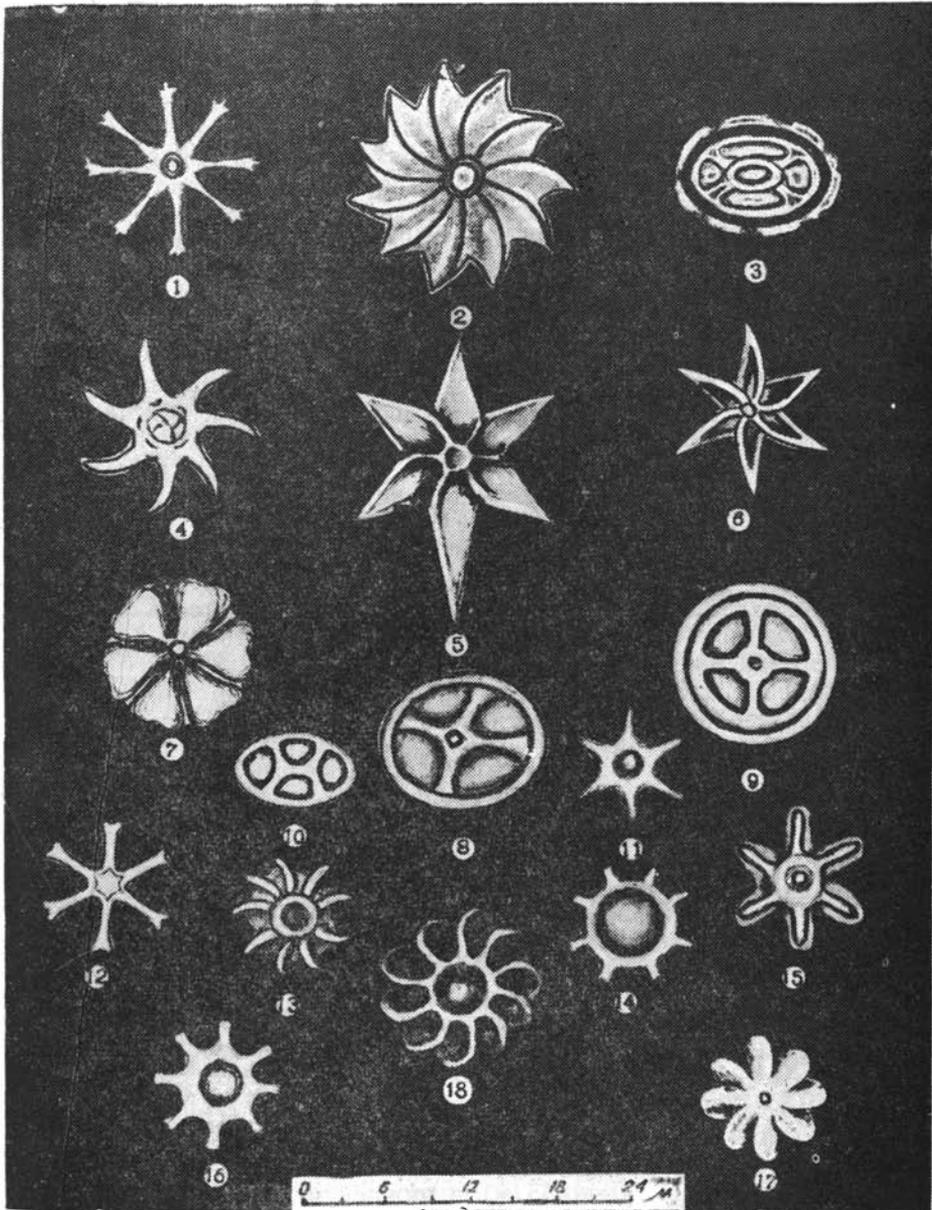


Рис. 4. Кокколитофориды керестинской свиты северного крыла Азово-Кубанской впадины и восточного погружения Донбасса; 1 — *Recteradiatus corniculatus* sp. n.; 2 — *Heliodiscoaster acyclicus* Schamr.; 3 — *Septalites pentacamarus* sp. n.; 4 — *Cuneatus tortuosus* Schamr.; 5 — *Cuneatus endocristatus* sp. n.; 6 — *Cuneatus membranatus* Schamr.; 7 — *Pentalithus undatus* sp. n.; 8, 9 — *Septalites conoides* Schamr.; 10 — *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar); 11 — *Interpositus argutus* Schamr.; 12 — *Recteradiatus endostellaris* sp. n.; 13 — *Interpositus submagnus* sp. n.; 14, 16 — *Interpositus muticus* Schamr.; 15 — *Interpositus bigeminatus* sp. n.; 17 — *Lobulatus nutatus* sp. n.; 18 — *Interpositus barbadiensis* (Tan.).

ры заметны слабо; от действия соляной кислотой породы не вскипают. Заметно известковистыми оказались слои лишь на глубине 1660—1648 м. Породы, в особенности их алевритистые разности, на всю глубину сильно слюдистые. Часто встречается чешуя рыб.

Механические анализы (табл. 7) и микроскопические исследования показали, что осадочные массы, слагающие эти породы, представлены в основном значительно отсортированным терригенным материалом с размерами зерен 0,02—0,12 мм. В повышенных количествах, особенно в песчаных породах, отмечается глауконит. Зерна минерала обычно окатанные и размеры их соответствуют размерам зерен обломочного материала. Часто наблюдается сидерит; в верхней, алевритистой части горизонта содержится повышенное количество пирита, нередко в виде псевдоморфоз по спикулам губок.

Известковистый материал в нижней части горизонта представлен преимущественно кокколитофоридами. Среди них присутствуют формы, характерные для верхнего эоцена, в частности для его нижних слоев: *Heliodiscoaster acycticus* Schamr., *Cuneatus tortuosus* Schamr., *Cuneatus endocristatus* sp. n., *Cuneatus membranatus* Schamr., *Septalites conoides* Schamr., *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.), *Interpositus bardabiensis* (Tan.) и др. (рис. 4). Некоторые из перечисленных дискоастров имеют циклическое строение со спирально изогнутыми вправо или влево лучами.

В палеогеновых разрезах Кубани (реки Белая, Кубань) эти формы широко распространены в низах верхнего эоцена (хадыженский горизонт). Типичной для этих разрезов формой, как и для выселковского разреза, является *Cuneatus lodoensis* (Braml. et Ried.). В низах верхнего и в верхах среднего эоцена данная форма отмечается в западноевропейских разрезах палеогена (Е. Мартини, 1958, 1959), а также во многих разрезах Америки (М. Брамлетт и В. Ридель, 1954).

Аналогичный комплекс кокколитофоридов встречен также в новоминском разрезе в средней части того же, третьего снизу, эоценового горизонта.

Таблица 7  
Механический состав эоценовых пород выселковского разреза, %

Глубина, м	Фракция, мм						
	>0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005
1850	—	—	0,3	16,9	39,6	25,1	18,1
1840	—	—	2,7	20,7	26,5	17,3	32,8
1780	1,6	2,5	19,1	39,5	28,3	8,6	10,4
1750	—	2,3	25,4	29,1	31,9	4,8	6,5
1720	—	—	14,6	31,2	29,5	10,6	14,1
1650	—	1,8	14,2	34,6	31,8	6,2	11,4
1610	—	—	7,3	28,8	40,3	11,1	12,5

Третий горизонт (1660—1555 м) в нижней части сложен алевритистыми песчаниками-рыхляками. Песчаные породы, в общем мало отличающиеся от алевритистых пород подстилающего горизонта, содержат в самом основании заметное количество известковистого материала, представленного кокколитофоридами. Присутствие этого органогенного пелагического материала указывает на то, что формирование нижних слоев данного горизонта происходило в условиях начавшейся новой трансгрессии эоценового бассейна и нового, третьего цикла седиментации.

Глинистые породы распространены преимущественно в верхней части горизонта, хотя в виде отдельных небольших пачек они также прослеживаются и в низах горизонта, среди алевроит-песчанистых пород.

Глины заметно алевроитистые, зеленовато-серые. Известковистый материал в них отсутствует. В повышенных количествах в глинах содержится пирит и сидерит. Часто встречаются кристаллики доломита. Всегда в небольших количествах присутствует углисто-растительный шлам.

Терригенный алевроитистый материал обычно рассеян в глинистой массе, но часто наблюдаются микролинзочки и микропрослойки, составленные почти чисто алевроитистым кварцевым материалом и мелким глауконитом. Наличие этих линзочек указывает на гидродинамически активную обстановку, в которой формировались глинистые пачки пород.

Комплекс кокколитофоридов представлен в общем теми же формами, что и в подстилающем горизонте. Среди них преобладают те же циклические дискоастеры и дисковидные кокколиты. Однако здесь впервые появляется характерная и руководящая для верхнего эоцена форма *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.); изредка также встречается *Cribrosus complicatus* Schamr. Полностью исчезают здесь *Cuneatus lodoensis* (Braml. et Ried.) и *Tribrachiatus orthostyllus* (Braml. et Ried.) (рис. 3).

Подобный комплекс типичен для керестинской свиты Южных Ергеней (белоглинский разрез), а также для верхних горизонтов хадыженской свиты на Северном Кавказе.

Четвертый, почти чисто глинистый горизонт, отбивающийся на глубине 1540—1504 м, представлен полусухарными алевроитистыми глинами. Глины имеют однородную зеленовато-серую окраску и характеризуются повышенной слюдистостью. В сухом состоянии глины сильно уплотнены и в воде почти не размокают. Растертая порода с водой дает малопластичную, жесткую массу, что указывает на значительное окремнение этих пород. Кремнистый материал в виде пленочного опала замечен под микроскопом в шлифах и иммерсионных препаратах.

В нижней, 12—15-метровой пачке глинистые породы менее окремнены, но в них появляется заметное количество известкового материала (карбонатность 2,6—4,3%). Известковистость пород обусловлена, как и в нижних горизонтах, присутствием кокколитофоридов, что указывает на последовавший в эоценовое время новый трансгрессивный импульс и новый, четвертый, цикл седиментации.

Комплекс кокколитофоридов этого горизонта отличается от кокколитофоридов залегающего ниже горизонта. Он в значительной части представлен формами, характерными для средних слоев верхнего эоцена (кумская свита). Максимального развития достигают *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.), *Cribrosus complicatus* Schamr., *Heliodiscoaster florides* (Schamr. et Lasar.), *Brachiatus endoechinaceus* Schamr., *Recteradiatus gladius* Schamr., *Septalites tetrapyrenus* (Schamr. et Lasar.), *Septalites declivis* (Schamr. et Lasar.), *Crassiradiatus tridentatus* (Defl.), *Cribrosus ellipticus* (Lasar.) и ряд других (рис. 5).

Широко распространены также мелкие (5—6 мк), наиболее примитивные формы (тремалиты и дисколиты), как, например: *Tremalithus biperforatus* (Wallich.), *Tremalithus laevis* Schamr., *Discolithus multicaucus* Gork. и др.

По существу, эти примитивные формы имеют, как и в других эоценовых горизонтах, основное пороодообразующее значение. Установить среди них отдельные формы, представляющие биостратиграфическое значение, не удалось.

Пятый, самый верхний, горизонт эоцена, на контакте с олигоценом отбивается на глубине 1504—1430 м и определяется как горизонт известковых, кокколитовых глин, в верхних слоях сильно алевритистых.

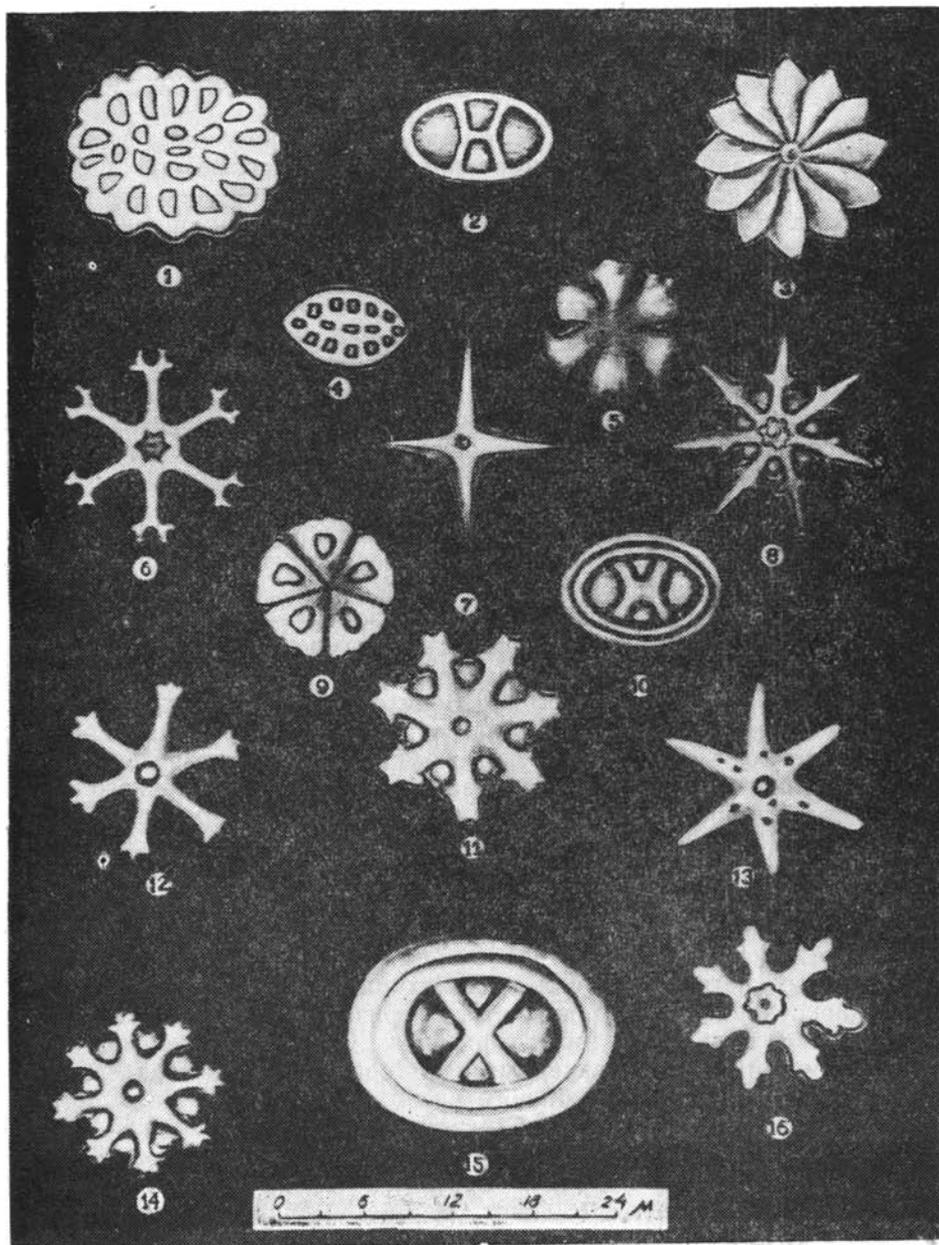


Рис. 5. Кокколитофориды кумской свиты северного крыла Азово-Кубанской впадины и Восточного Донбасса:

1 — *Cribrosus complicatus* Schamr.; 2 — *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.); 3 — *Heliodiscoaster floridus* (Schamr. et Lasar.); 4 — *Cribrosus ellipticus* (Lasar.); 5 — *Leptolatus petaloides* sp. n.; 6 — *Recteradiatus corniger* (Schamr. et Lasar.); 7 — *Brachiatus endoechinaceus* Schamr.; 8 — *Recteradiatus gladius* Schamr.; 9 — *Pentalithus ocellatus* sp. n.; 10 — *Septalites tetrapyrenus* (Schamr. et Lasar.); 11, 14 — *Crassiradiatus crenatus* Schamr.; 12 — *Recteradiatus expansus* (Brami. et Pied.); 13 — *Cuneatus maculatus* sp. n.; 15 — *Septalites declivis* (Schamr. et Lasar.); 16 — *Crassiradiatus tridentatus* (Defl.).

В воде глины легко и быстро размокают и дают пластичную массу. Текстура пород тонкослоистая и даже листоватослоистая, что особенно хорошо заметно при размачивании глин.

В глинах часто наблюдаются нитевидные водоросли, замещенные пиритом. Нередко заметны остатки рыб. Известковистый материал представлен главным образом кокколитами.

Встречаются спикулы губок, радиолярии и диатомовые, особенно в верхней части горизонта. Также в верхних слоях в большом количестве до 20—30%, содержится терригенный алевритистый материал. Значительное место занимает глауконит, а также пирит. Часто встречается углисто-растительный шлам и изредка сидерит. Повышенное содержание пирита, а также углисто-растительного шлама указывает на восстановительные процессы, существовавшие в накопившихся осадках.

Среди комплекса кокколитофоридов, кроме групп с примитивным строением кокколита, встречаются также формы с более сложным морфологическим строением, биостратиграфическая ценность которых бесспорна.

Начиная примерно с глубины 1485—1480 м здесь впервые появляется характерная для самых верхов верхнего эоцена (белоглинская свита) форма *Homotorphus trinicellus* (Schamr. et Lasar.). Приуроченность этой формы к самым верхам верхнего эоцена имеет чуть ли не планетарный характер. В верхних слоях верхнего эоцена и местами в самых низах олигоцена эта форма повсеместно распространена на Дону, на Волге и на Днепре, а также на Северном Кавказе и в Средней Азии. В верхних слоях верхнего эоцена *Homotorphus trinicellus* отмечается в палеогеновых разрезах Франции, ФРГ и Венгрии. Для этих же слоев она отмечается в Алжире (М. Гардет, 1955; Д. Ноэль, 1956, 1958), в Калифорнии, на островах Гаити и Тринидад и др. (М. Брамлетт и В. Ридель, 1954).

Значительно распространены здесь, как и в других разрезах на юге СССР, дискоастеры с малоусложненными, большей частью пятью лучами, как, например: *Cuneatus simplex* (Schamr. et Lasar.), *Recteradiatus acuminatus* (Braml.) и др.

Кроме органогенного известкового материала в значительном количестве наблюдается тонкий пелитоморфный кальцит. Иногда встречаются фораминиферы. Редко встречаются алевритистые частицы кварца и глауконита. В верхних слоях их содержание сильно возрастает, что видно и по химическому анализу (табл. 8). На отдельных участках повышается количество пирита в виде тонких шариков. Заметны сидерит, даллит и углисто-растительный шлам, в частности пыльца растений. Часто встречаются иглолочки аутигенного рутила и реже турмалина.

Глины накопились в сравнительно глубоководной обстановке открытого моря. Это подтверждается их тонкоструктурным характером, тонколистоватой текстурой, обильным содержанием в них кокколитов, являющихся пелагическими организмами.

Большая мощность верхнего горизонта эоцена, сложенного кокколитовыми глинами, указывает на то, что в самый верхний отрезок эоценового времени установилась и существовала очень длительная прямая связь водоема данной территории с океаническим бассейном. К этому же времени, по-видимому, резко снизилась гидродинамическая активность мощной водной артерии, привносившей с севера в течение всего палеогена огромнейшие массы терригенных осадков и речных вод, оттеснявших океанические воды к югу.

Стратиграфическое расчленение эоценовой толщи по выселковскому разрезу, как и по рассмотренным выше разрезам, затруднено недостаточной фауной, содержащейся в различных частях этой толщи. Изуче-

Химический состав эоценовых глинистых пород выселковского разреза, %

Глубина, м	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	SO <sub>3</sub>	п. п. п.	H <sub>2</sub> O
1440	61,52	16,98	6,38	2,42	2,61	0,22	8,20	6,54
1562	55,40	17,84	5,21	0,64	2,06	0,31	8,49	6,98
1829	53,62	23,06	7,98	0,50	2,56	0,17	8,64	8,68

ние микрофаунистических остатков по данному разрезу, выполненное З. А. Антоновой (1952, 1960), показало, что наиболее охарактеризованными микрофауной были верхние, глинистые горизонты эоцена. Комплекс фауны оказался достаточным для того, чтобы в составе этой глинистой толщи выделить три микрофаунистические зоны, параллелизующиеся с соответствующими зонами некоторых северокавказских и платформенных разрезов.

В самой верхней части глинистой толщи З. А. Антонова выделяет фаунистически охарактеризованные слои, отнесенные к зоне *Bolivina*. Они отбиваются на глубине 1504—1430 м и охватывают собой последний, пятый эоценовый циклический седиментационный комплекс. Толща соответствует белоглинской свите Северного Кавказа, что подтверждается и комплексом кокколитофоридов.

Залегающие ниже слои, в интервале 1555—1504 м, следует рассматривать в качестве самостоятельного седиментационного цикла. З. А. Антонова на глубине 1540—1555 м выделяет микрофаунистическую зону крупных *Lenticulina*, что позволяет относить эти слои к кумской свите. Кумский возраст кремнистых, полусухарных глин подтверждается также и кокколитовыми данными.

Нижняя, мощная песчанистая и алевроит-песчанистая толща выселковскому разрезу микрофауной охарактеризована сравнительно слабо. З. А. Антонова относит верхнюю часть этой толщи к аналогам верхних слоев зоны *Asaginina crassaformis*. Она считает возможным по стратиграфическому положению включать эти слои с *Asaginina crassaformis* в керестинскую свиту, выделяемую В. Г. Морозовой в южно-ергенинских разрезах.

Нижнюю границу керестинской свиты, несколько произвольно определяемую З. А. Антоновой, по-видимому, следует отбивать в основании трансгрессивной серии слоев с кокколитами на глубине 1660 м. Этим самым границы и мощность керестинской свиты вполне обоснованно устанавливаются в объеме полного седиментационного цикла.

Пачка кокколитовых алевроит-песчанистых пород в основании следующего к низу горизонта также позволяет определять его в качестве самостоятельного седиментационного цикла и самостоятельного стратиграфического подразделения. Возможно, горизонт в интервале 1660—1608 м следует относить к куберлинской свите, выделяемой Ю. П. Никитиной (1962) в низах верхнего эоцена. Возможность отнесения этой небольшой толщи слоев к самостоятельному стратиграфическому подразделению подтверждается комплексом кокколитофоридов.

Нижние, мощные алевроит-песчанистые слои эоцена З. А. Антонова выделяет как зону бентических известковистых и песчанистых фораминифер. В средней части толщи отбивается пачка слоев с нуммулитами. Эту толщу по стратиграфическому положению и на основании сопоставлений с палеогеновыми разрезами Кубани и Ставрополя, З. А. Антонова, а затем Е. К. Шуцкая относят к нижнему—среднему эоцену. Нижне-среднеэоценовый возраст толщи подтверждается также, как отмечалось выше, комплексом кокколитофоридов. Е. К. Шуцкая (1960)

верхнюю границу среднего эоцена приподнимает до глубины 1526 м, что вряд ли является правильным. Значительно ниже этой намечаемой границы, с глубины 1608 м, хорошо устанавливаются новый более молодой трансгрессивный импульс и новый седиментационный цикл. Этому же противоречит появление здесь новых форм кокколитофоридов, отличающихся от их среднеэоценовых представителей.

Нижне-среднеэоценовую толщу, имеющую в основании, на границе с палеоэоцем, пачку известковистых, кокколитовых алевролитов (трансгрессивные слои), следует рассматривать в качестве отдельного седиментационного цикла. Не исключено, что в толще можно выделить два таких седиментационных циклических комплекса. Граница между ними, возможно, проходит в основании или несколько ниже нуммулитовой пачки пород, в составе которой изредка встречаются кокколитофориды. Однако слои, залегающие на возможной границе двух циклических комплексов, не были изучены, так как керн из этого интервала не был поднят при бурении скважины. Установление двух отдельных циклов седиментации позволит положительно решить вопрос о существовании нижнего и верхнего эоцена.

### Новоминской разрез

В разрезе новоминской опорной скважины эоценовые слои выделяются на глубине 1249—990 м; мощность их составляет около 250 м. Залегающая в основании этой толщи пачка известковистых, кокколитовых алевролитов (трансгрессивные накопления) позволяет уверенно проводить границу между эоценовыми и палеоэоценовыми отложениями.

Как и в рассмотренном выше выселковском разрезе, здесь мощная эоценовая толща литологически неоднородна и также в нижней части представлена более грубыми алеврит-песчанистыми, а в верхней — преимущественно тонкими глинистыми породами. В отличие от выселковской скважины в новоминском разрезе намного уменьшается мощность нижней кластогенной части эоценовой толщи.

На основании чисто литологических признаков вся толща эоценовых отложений по новоминскому разрезу расчленяется на ряд горизонтов, с большей или меньшей резкостью отличающихся друг от друга (рис. 2). Снизу вверх, начиная с глубины 1249 м, можно выделить пять таких различной мощности горизонтов:

1) алевролиты песчанисто-глинистые, известковистые, в нижних слоях (1249—1239 м), известковистые, кокколитовые, среднецементированные, с ходами илоедов — 61 м;

2) глины песчанистые, тонкослоистые, в нижних слоях (1188—1154 м) известковистые, кокколитовые — 63 м;

3) глины алевритистые, в нижних слоях известковистые, кокколитовые — 43 м;

4) глины полусухарные, алевритистые, опал-цеолитовые, в нижних слоях слегка известковистые, с частыми спикулами губок и радиолариями; сверху алевролиты цеолит-глинистые, слабоцементированные, пятнистые (ходы илоедов) — 68 м;

5) глины известковистые, кокколитовые, голубовато-серые, с прослойками мергелистого известняка в основании — 17 м.

Первый горизонт сложен почти однородными мелкозернистыми породами типа алевролитов, несколько песчанистых и слюдястых. В нижних пачках породы сравнительно цементированы, с трудом растираются пальцами и в воде лишь слегка размягчаются.

Структура пород мелкозернистая и характеризуется сравнительно хо-

ршей отсортированностью материала, особенно в нижних слоях (табл. 9).

Алеврит-песчанистые элементы имеют преимущественно кварцевый состав. Присутствует, обычно до 5—6%, глауконит. В верхних слоях местами возрастает содержание пирита и иногда сидерита, а также углисто-растительного шлама.

Вблизи нижней границы этого горизонта, на глубине 1249—1239 м, слои песчанистых алевролитов имеют заметно известковистый характер. Известковистый материал представлен преимущественно кокколитофоридами, среди которых нередко встречаются формы, характерные для среднего эоцена. В частности, присутствует *Tribrachiatius orthostyllus* (Braml. et Ried.) — руководящая среднеэоценовая форма.

Горизонт известковистых, кокколитовых алевролитов, как и нижние слои эоцена выселковского разреза, несомненно, сформировался в результате действия одного и того же трансгрессивного импульса.

Второй, более мощный горизонт, отбивающийся на глубине 1188—1125 м, представлен хорошо слоистыми серыми, чуть зеленоватыми глинами. В нижних слоях, в интервале 1188—1154 м, глины заметно известковистые, кокколитовые. Среди кокколитофоридов встречается *Tribrachiatius orthostyllus* (Braml. et Ried.), *Cuneatus lodoensis* (Braml. et Ried.) и ряд других спирально изогнутых форм.

В выселковском разрезе этой пачке глинистых кокколитовых пород соответствуют слои известковистых песчанистых алевритов и алевритистых песков, отбивающихся на глубине 1708—1660 м и определяющихся куберлинским возрастом.

Главным образом на основании циклического анализа, а также появления новой пачки известковистых, кокколитовых глин в новоминском разрезе выделяется третий, значительной мощности горизонт. Он отбивается на глубине 1125—1076 м и должен рассматриваться, как и нижние два горизонта, в качестве отдельного седиментационного цикла.

Литологически он представлен почти однородными зеленоватыми глинами, обычно заметно алевритистыми и слюдистыми. В небольшом количестве в глинах содержится мелкий глауконит. Нередко встречаются пирит и сидерит. Постоянно в породах, особенно в верхней части горизонта, наблюдаются спиккулы губок и радиолярии. Изредка встречаются диатомовые.

Глины неизвестковистые, но в нижней 10—15-метровой пачке известковый материал присутствует в заметном количестве. Карбонатность глин колеблется в пределах 1,8—2,6%. Известковый материал представлен преимущественно кокколитофоридами, большей частью хорошо сохранившимися, как и вообще в глинистых эоценовых породах.

Комплекс кокколитофоридов имеет типично верхнеэоценовый облик. Среди собственно кокколитов здесь впервые появляются *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.), *Septalites declivis* (Schamr. et Lasar.), *Discolithus dentatus* Schamr. и др.; среди дискоастеров — *Cuneatus membranatus* Schamr., *Crassiradiatus hastatus* Schamr., *Crassiradiatus crenatus* Schamr. и ряд форм из родов *Recteradiatus*, *Heliodiscoaster*, *Interpositus* и др. Формы, характерные для среднего эоцена — *Cuneatus lodoensis* (Braml. et Ried.), *Tribrachiatius orthostyllus* (Braml. et Ried.) и др., — здесь исчезают.

З. А. Антонова (1960), исследовавшая фауну фораминифер по новоминскому разрезу, считает возможным глинистые пачки этого горизонта, как и по выселковскому разрезу, параллелизовать с керестинской свитой Южных Ергеней и с верхними частями хадыженской свиты Северного Кавказа. Ряд типичных для хадыженской свиты форм фораминифер в данном разрезе отсутствует, как они отсутствуют и

вообще в керестинской свите Азово-Кубанской впадины. Это объясняется более пресноводным характером эоценового бассейна на данной территории. Несмотря на трансгрессивное внедрение в бассейн нормально соленых пелагических вод с юга, с севера продолжали поступать речные водные массы, значительно опреснявшие эоценовый бассейн.

Литологически резко на глубине 1076—1008 м выделяются слои четвертого горизонта и четвертого эоценового седиментационного цикла. В составе этого горизонта устанавливаются три литологически различные пачки пород. В нижней части горизонта хорошо выделяется пачка (мощностью 15—20 м) кремнистых, жестких, известковистых глин. Средняя часть горизонта сложена пластичными неизвестковистыми, заметно алевритистыми глинами. Верхние слои горизонта (мощностью до 25—28 м) представлены однородными зеленовато-серыми неизвестковистыми породами типа алевролитов-рыхляков (табл. 9).

Интерес представляет нижняя пачка заметно кремнистых, известковистых глинистых пород. Характерным для них является их существенно органогенно-кремнистый состав. Остатки кремнистых организмов, представленных радиоляриями, диатомовыми и спикулами губок, нередко достигают 40—50% всей массы породы. Зачастую радиолярии и диатомовые замещены цеолитом.

Повышенная кремнистость пород этого горизонта является весьма важным литологическим признаком, так как позволяет проводить увязку верхнеэоценовых слоев с их одновозрастными аналогами по другим районам и разрезам. Подобные органогенно-кремнистые отложения, как будет указано ниже, широко распространены в верхнеэоценовых отложениях Южных Ергеней, Дона и Сев. Донца. Содержащийся в породах этой пачки известковый материал представлен, как и в подстилающих горизонтах, главным образом кокколитофоридами, среди которых появляется ряд новых форм, характерных для кумской свиты верхнего эоцена. Наиболее важными из них являются *Brachiatus endoechinaceus* Schamr., *Cribrosus ellipticus* (Lasar.), *Cribrosus complicatus* Schamr. Очень большого развития здесь достигают *Homomorphus tetra-cellus* (Schamr. et Lasar.), *Septalites declivis* (Schamr. et Lasar.), *Septalites tetrapyrrenus* (Schamr. et Lasar.) и др.

По сравнению с чисто глинистыми известковистыми породами других горизонтов здесь остатки этих организмов сохранились сравнительно слабо.

Таблица 9

Глубина, м	Механический состав эоценовых пород новоминского разреза, %					
	Фракция, мм					
	>0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005
1929	—	4,8	19,3	32,6	19,3	24,0
1930	—	7,5	22,1	31,9	17,8	20,7
1210	—	1,3	16,9	31,5	18,5	31,8
1198	—	2,1	12,6	29,5	22,7	33,1
1020	—	0,4	8,9	43,8	16,4	30,5

Четвертый, кумский, седиментационный цикл новоминского разреза отличается наиболее отчетливо выраженной закономерной литофациальной изменяемостью слоев по вертикали. Структурно-петрографические особенности пород и порядок их вертикального размещения позволяют рассматривать эти слои как отдельные звенья и фации полного трансгрессивно-регрессивного цикла осадконакопления. Как и вообще в хорошо выраженных циклических или ритмических

геологических построениях, например в каменноугольных разрезах Донбасса (И. А. Шамрай, 1954), здесь также начальная, трансгрессивная фаза цикла представлена наиболее известковистыми, сравнительно мелководными отложениями. Их формирование происходило в условиях значительной гидродинамической активности трансгрессировавшего моря. Этим, собственно, объясняется и повышенная известковистость пород, и повышенная концентрация органического кремнистого материала, привнесившегося течениями в зоны мелководья.

Среднюю, более мощную глинистую пачку пород следует рассматривать как осадки фации, формировавшиеся в условиях дальнейшего углубления бассейна и дальнейшего развития и расширения трансгрессии. В соответствии с представлениями Н. М. Страхова (1949), слои этой пачки определяются как отложения стабильного стояния моря.

Верхние слои этого полного цикла указывают на начавшуюся регрессивную фазу осадкообразовательного процесса. Сравнительно грубоструктурный характер осадочных масс указывает на то, что трансгрессивное углубление бассейна закончилось и началось его заполнение терригенными осадками, которые привносились речными потоками с суши.

З. А. Антонова (1952, 1960), основываясь на фауне фораминифер, не совсем идентичной фауне северокавказских разрезов верхнего эоцена, ориентировочно относит всю толщу этого трансгрессивно-регрессивного осадочного цикла к кумскому и отчасти к белоглинскому горизонтам. Однако вряд ли правильно и целесообразно выделять в комплексе фаций единого осадочного цикла разновозрастные стратиграфические подразделения. Очевидно, весь этот комплекс осадков следует определять в качестве единого стратиграфического подразделения верхнего эоцена и относить его к кумской свите. Тем более, что залегающие выше слои, хорошо охарактеризованные белоглинской фауной фораминифер и кокколитофоридами, связаны с самостоятельным седиментационным циклом.

Бесспорно к белоглинскому возрасту относится последний, пятый горизонт эоценового разреза, выделяющийся в новоминской скважине, на глубине 1007—990 м. Резко известковистым составом глинистых пород этот горизонт отличается от подстилающих слоев кумской свиты. С залегающими выше слоями олигоцена горизонт контактирует с явным размывом. Олигоценовые слои в своем нижнем контакте представлены черными и буровато-черными глинами, обогащенными органическим материалом и сульфидно-железистыми минералами, указывающими на их болотно-лагунный фациальный характер.

Возможность отнесения данного горизонта к белоглинскому возрасту доказывается достаточно характерным комплексом фораминифер, среди которых З. А. Антоновой определены *Bolivina antegressa* Subb., *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Globigerina corpulenta* Subb. и др.

Типичными для белоглинского горизонта формами представлены здесь кокколиты и дискоастеры. Полностью исчезает в этих слоях, как и вообще в самых верхних частях верхнего эоцена других палеогеновых разрезов, *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.). Вместо нее появляется в массовом количестве *Homomorphus trincellus* (Schamr. et Lasar.). Большого развития достигают пятилучевые дискоастеры *Cuneatus simplex* (Schamr.), *Recteradiatus acuminatus* (Braml.) и др. (рис. 6).

Литологически горизонт характеризуется почти чисто глинистым комплексом пород. Лишь в самом основании, на границе с подстилающими алевритистыми породами кумской свиты, вскрыт небольшой

слой мягкого, мелоподобного кокколитового мергеля. Глины алевритистые, известковистые, карбонатность их колеблется в пределах 3,3—5,2%; в мергельном слое карбонатность достигает 57,5%. Известковый материал представлен преимущественно кокколитофорами и нередко фсраминиферами.

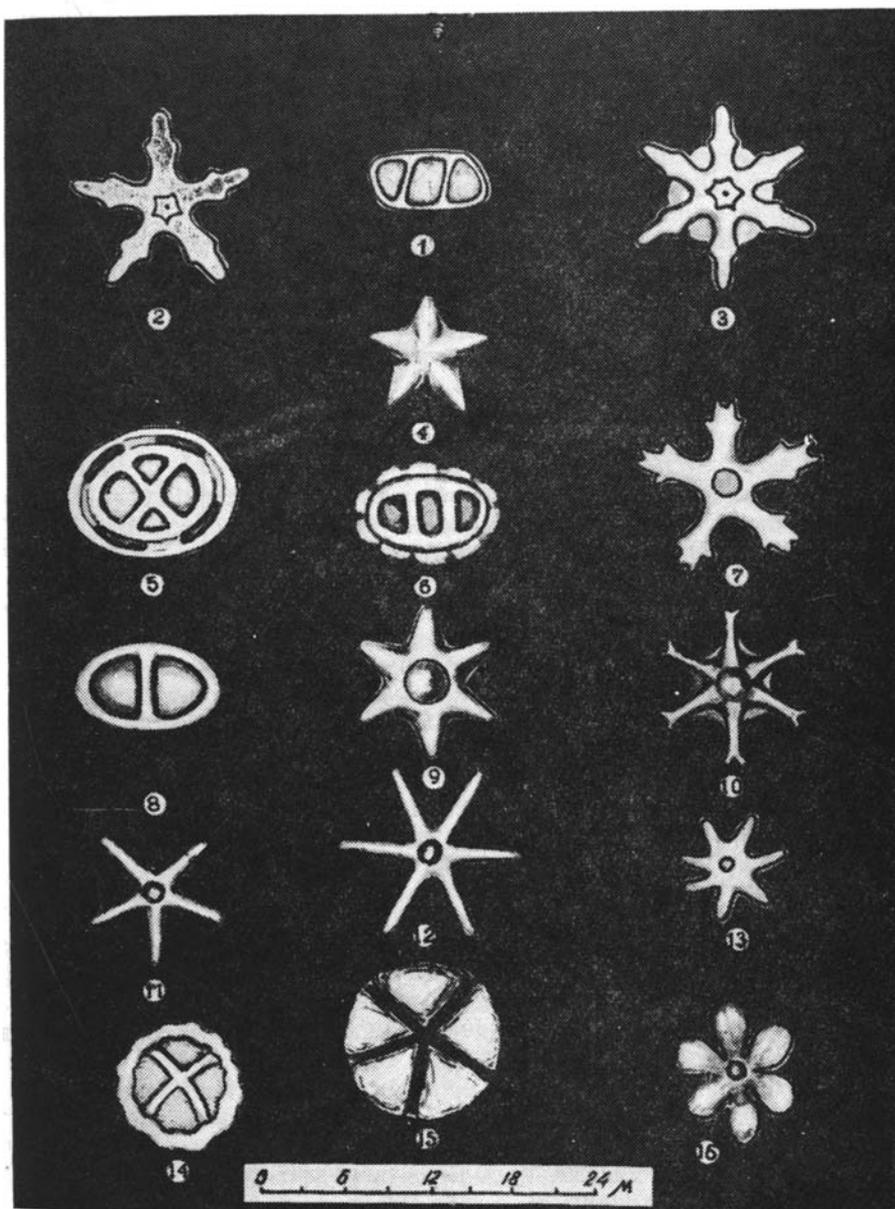


Рис. 6. Кокколитофориды белоглинской свиты северного крыла Азово-Кубанской впадины и восточного погружения Донбасса:  
 1 — *Homomorphus trinicellus* (Schamr. et Lasar.); 2, 3 — *Crassiradiatus muticus* sp. n.;  
 4, 9 — *Cuneatus simplex* (Schamr. et Lasar.); 5 — *Septalites acutangularis* sp. n.; 6 —  
*Septalites trilocularis* sp. n.; 7 — *Crassiradiatus digitatus* (Defl.); 8 — *Septalites fibulus*  
 (Lecal.); 10 — *Recteradiatus rimatus* (Tan.); 11, 12 — *Recteradiatus acuminatus* Schamr.;  
 13 — *Cuneatus monstrosus* sp. n.; 14 — *Septalites flexuosus* Schamr.; 15 — *Pentalithus*  
*bigelowi* (Defl.); 16 — *Lobulatus clavatus* sp. n.

В известковистом слое кокколитофориды, особенно наиболее крупные формы, сильно разрушены; большей частью плохо сохранившимися раковинами представлены и фораминиферы. Это указывает на то, что формирование слоя кокколитового известняка происходило в условиях весьма повышенной гидродинамической активности водного бассейна.

Как будет отмечено ниже, подобные кокколитовые известняки распространены очень широко в более северных верхне-эоценовых разрезах, где их образование связано с мелководными условиями краевых зон трансгрессировавших бассейнов и с начальными фазами этих трансгрессий. Нередко в основании этих известковистых пород прослеживаются даже гравелит-галечные накопления.

Не вызывает сомнений то, что мергельный кокколитовый слой низов белоглинской свиты также образовался в начальную фазу нового, последнего в эоценовое время геотектонического и трансгрессивного импульса и осадкообразовательного цикла. Залегающие выше известковистые глины сформировались в результате последующего развития трансгрессии и углубления белоглинского бассейна. Цикл является неполным. Собственно, регрессивная фаза белоглинского цикла здесь отсутствует. Она, по-видимому, размыва в начале олигоценового времени.

### Песчанокопский разрез

В песчанокопском разрезе эоценовые отложения (их мощности и границы) различными авторами трактуются неоднозначно. Г. А. Малышек отбивает нижнюю границу эоценовой толщи на глубине 1150 м и определяет мощность эоценовых отложений в 380 м. Е. К. Шуцкая (1960) и Ю. П. Никитина (1962) опускают границу между эоценовыми и палеоценовыми слоями несколько ниже, до глубины 1170 м. А. Г. Тарасова, проводившая в 1955 г. детальные литологические исследования kernового материала по песчанокопской скважине, нижнюю границу эоцена устанавливает на глубине 1270 м. В соответствии с циклическим и геотектоническим принципом интерпретации геологических разрезов, нижняя граница эоцена, проводимая А. Г. Тарасовой, по-видимому, является наиболее близкой к истине.

Верхняя граница эоцена почти всеми авторами проводится однозначно, на глубине 772—770 м. Таким образом, мощность эоценовых отложений по данному разрезу около 500 м. Как и в рассмотренных выше скважинах, верхняя граница отбивается в основании черных и коричневатых-черных алеврит-глинистых пород олигоцена.

По литологическим признакам вся эоценовая толща, пройденная песчанокопской скважиной подразделяется как и в других разрезах, на два неодинаковых по мощности горизонта. Нижняя, большая часть разреза (мощностью до 340 м) имеет преимущественно песчаный и алеврит-песчаный состав. Верхняя, значительно меньшая часть разреза (мощностью до 160 м) представлена преимущественно тонкими глинистыми и редко кремнистыми и известковистыми (мергели) породами. Алеврит-песчаные породы в верхнем горизонте распространены очень незначительно.

Алеврит-песчаные породы, почти однородные на всю мощность нижнего горизонта, имеют мелкозернистую структуру. Максимальные размеры зерен в редких случаях составляют 0,20—0,25 мм. В подчиненных количествах присутствуют алевритистые и тонкие пелитовые элементы. Последние представлены отчасти глинистым веществом, отчасти цеолитом и опалом. Наличием этих тонких элементов обуславливается некоторая, хотя и слабая, цементация песчаных пород. По

степени цементации породы всего горизонта можно отнести к типу песчаников-рыхляков.

По составу терригенный алеврит-песчанистый материал в основном кварцевый. Содержание полевых шпатов, нередко достаточно свежих, достигает обычно 5—6%. В значительном количестве наблюдается слюда, представленная преимущественно мусковитом, изредка зеленой слюдой.

В переменных количествах, но не более 4—5%, в песчаниках содержится глауконит. Размеры зерен глауконита соответствуют размерам зерен терригенного материала и лишь сравнительно редко наблюдаются более крупные зерна (до 0,35—0,40 мм) этого минерала.

Изредка встречаются радиолярии и спикулы губок. Также нередко заметны пирит и сидерит, особенно в тонких алевритистых и пелитовых фракциях.

Глинистые породы верхнего горизонта не совсем однородны. Они изменяются по окраске, известковистости, наличию в них кремнистых и терригенных алеврит-песчанистых примесей. Окраска их обычно серая с зеленоватым оттенком, но местами, как, например, в нижней части горизонта, на глубине 931—895 м, глины имеют темно-серую окраску. В интервале 895—884 м выделяется горизонт темно-буроватых глин.

Известковый материал в глинах и в прослойках мергелей представлен преимущественно кокколитами, дискоастерами и отчасти фораминиферами. Приуроченный только к определенным слоям эоценовой толщи, известковый, кокколитовый материал имеет важное значение для циклического анализа этой толщи.

Повышенное содержание кремнистого материала отмечается в интервале 870—850 м. Это в основном кремнистые органические остатки: диатомовые, радиолярии и отчасти спикулы губок. В новоминском разрезе подобные кремнистые породы слагают нижнюю часть кумской свиты.

Мощные терригенные породы эоцена указывают на то, что здесь, как и в других эоценовых разрезах Азово-Кубанской впадины, весьма существенное значение имел привнос в эоценовый бассейн осадочных масс с континента. Несомненно, этот привнос осуществлялся мощными речными потоками, доставлявшими одновременно с осадочными массами и огромное количество опресненных вод.

Вместе с тем в различных частях песчанокопского разреза достаточно четко отразилась трансгрессивная деятельность бассейна, многократно проявлявшаяся в эоценовое время в области Азово-Кубанской впадины. Именно в результате трансгрессий в бассейн привносились пелагические известковистые массы, представленные кокколитофоритами. В песчанокопском разрезе устанавливаются те же, что и в рассмотренных выше разрезах, пять отдельных трансгрессивно-регрессивных импульсов и циклов осадкообразования.

Первый, нижний цикл осадкообразования, с которого собственно должны начинаться эоценовые слои, в своем трансгрессивном полуцикле отбивается на глубине 1270—1240 м (рис. 2). Литологически он выражен сильно известковистыми глинами и в верхней части песчанистыми, слабо известковистыми алевролитами. Известковый материал представлен кокколитофоритами. Регрессивный полуцикл составляет мощная пачка алевритистых песчаников-рыхляков, переходящих кверху в алевритистые глины. Породы верхнего полуцикла неизвестковистые, их формирование происходило в результате мощного привноса терригенных осадочных масс с суши.

Второй, трансгрессивно-регрессивный цикл выделяется в интервале

1160—963 м. Трансгрессивный полуцикл составлен тонкозернистыми известковистыми, кокколитовыми песчаниками-рыхляками и алевролитами-рыхляками. Мощный регрессивный полуцикл представлен почти исключительно тонкозернистыми песчаниками-рыхляками, неизвестковистыми на всю мощность.

Третий, менее мощный и, по-видимому, неполный цикл осадкообразования выделяется на глубине 963—884 м. В нижней части он сложен заметно известковистыми, глинистыми алевролитами-рыхляками (интервал 963—931 м) Кверху алевролиты-рыхляки сменяются слабо известковистыми алевролитистыми темно-серыми и коричневаточерными глинами.

По-видимому, к концу формирования третьего седиментационного цикла в области эоценового бассейна происходили положительные тектонические движения, вызвавшие его обмеление.

Чисто глинистыми, медленно накапливавшимися породами сложен четвертый, циклический седиментационный комплекс данного разреза (884—844 м). Глины зеленовато-серые, в верхней части алевролитистые, слабо известковистые, книзу известковистость возрастает, и в самом основании глины переходят в мелоподобный кокколитовый мергель. Глины, особенно в нижней части, содержат обильные количества органического кремнистого материала (радиолярии, спикулы губок, диатомовые).

Образование мергеля и мелоподобного кокколитового известняка происходило в самую начальную фазу трансгрессии в сублиторальной обстановке обмелевшего бассейна. В условиях последующего углубления бассейна образовывались слабо известковистые глины. Повышенная алевролитистость глин в верхней части циклического комплекса позволяет выделять здесь регрессивный полуцикл данного комплекса.

Пятый, верхний циклический комплекс (844—770 м) начинается 13-метровой пачкой мергелей, содержащих 20—25% известкового материала. Литологически их следует связывать с начальной фазой трансгрессии и мелководной, сублиторальной обстановкой, характерной для вышележащей повышенной гидродинамической активностью. С последующим углублением бассейна и расширением трансгрессии мергели были замещены чисто глинистыми слабо известковистыми осадками (интервал 831—797 м). Верхняя часть циклического комплекса составлена более грубыми, алевролитистыми глинами и неизвестковистыми алевролитистыми песчаниками-рыхляками. Алевролитистые глины и песчаники-рыхляки следует относить к регрессивному полуциклу.

Стратиграфическую разбивку песчанокопского эоценового разреза различные исследователи (Г. А. Малышек; Е. К. Шуцкая, 1960; А. Г. Тарасова) проводят весьма неоднозначно и условно, главным образом на основании литологических сопоставлений с разрезами эоцена более южных районов. С достаточным обоснованием выделяют лишь хорошо охарактеризованные фауной фораминифер слои белоглинской свиты. В составе богатого комплекса фораминифер здесь установлены *Bolivina antegressa* Subb., *Marginulina behmi* Reuss., *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Clavulina szaboi* Hantk. и др. Слои белоглинской свиты выделяются в интервале 844—770 м, полностью соответствующем циклическому седиментационному комплексу.

Согласно этому, четвертый циклический комплекс пород, без заметного перерыва контактирующих с залегающими выше белоглинскими слоями, по стратиграфическому положению должен относиться к кумской свите.

Кумские слои в песчанокопском разрезе выделяются Г. А. Малышек, а также предположительно отмечаются Е. К. Шуцкой. Г. А. Малышек

отбивает эти слои в интервале 870—835 м и тем самым несколько завышает нижние границы как кумской, так и белоглинской свит, что вряд ли является правильным. Несомненно, что, как отмечалось выше, границы стратиграфических подразделений должны соответствовать границам определенных естественноисторических комплексов. В данном случае они должны соответствовать хорошо выделяющимся здесь литофациальным циклическим комплексам.

Исключительно на основании литологических сопоставлений с более южными разрезами эоцена (расшиватский разрез) без учета фациально-литогенетического материала указанные выше авторы расчленяют нижнюю мощную толщу эоцена. Небольшие слои они относят к керестинскому горизонту, остальную толщу без точно определяемых границ датируют средним и нижним эоценом.

Здесь, как и в рассмотренных выше выселковском и новоминском разрезах, наиболее рациональным критерием при стратиграфическом расчленении эоценовой толщи, очень слабо охарактеризованной палеонтологически, может служить ее циклическое строение. Вообще, рациональность применения циклического анализа для стратиграфических целей определяется также и тем, что палеонтологические изменения в осадочных толщах, как признается многими палеонтологами (Д. М. Раузер-Черноусова, 1949, 1951, 1954; Н. Н. Субботина, 1953; Е. Н. Семихатова, 1954; Е. П. Лазарева, 1957; Р. Шрок, 1950, и др.), имеют периодический характер и совпадают с литофациальными циклическими изменениями.

Основываясь на этом, третий циклический комплекс, выделяющийся в интервале 963—884 м, следует относить к керестинской свите верхнего эоцена. Керестинским возрастом этот же трансгрессивно-регрессивный комплекс определяется по выселковскому и новоминскому разрезам.

Четвертый, мощный циклический литофациальный комплекс (1160—963 м) должен соответствовать куберлинской свите, выделяемой Ю. П. Никитиной (1962) на территории Южных Ергеней и в северной полосе Азово-Кубанской впадины.

Самый нижний циклический литофациальный комплекс (1270—1160 м), контактирующий, как и в выселковском разрезе, с палеоэоценовыми слоями, имеет ниже-среднеэоценовый возраст (черкесская свита). В слоях нижнего циклического комплекса выселковского и новоминского разрезов определена некоторая фауна, позволяющая устанавливать ниже-среднеэоценовый возраст этих слоев.

### Тимашевский разрез

Тимашевская опорная скважина, пробуренная в западной, приазовской части Азово-Кубанской впадины до глубины 2479 м, вскрыла под мощными четвертичными неогеновыми и олигоценовыми, отложениями лишь слой верхнего эоцена. Более древние слои палиогена скважиной не были достигнуты. Общая мощность эоценовых отложений, вскрытых тимашевской скважиной, составляет 405 м, хотя в действительности эта мощность намного выше.

Литологически разрез эоценовых отложений по тимашевской скважине представлен, как и в описанных выше разрезах, преимущественно терригенным комплексом пород. Можно даже отметить, что последние имеют здесь еще более широкое развитие, нежели в восточных разрезах. В отличие от предыдущих скважин эоценовые породы тимашевского разреза значительно окремнены и приобретают повышенную прочность. Возможно, высокая прочность пород объясняется

влиянием некоторого метаморфизма, обусловленного глубоким залеганием рассматриваемых слоев.

Отдельные слои характеризуются повышенным содержанием органического известкового материала (кокколитофориды), указывающего на проявления здесь тех же трансгрессивных и геотектонических, колебательных импульсов, что и в рассмотренных выше разрезах.

На основании чисто литологических, главным образом структурных, признаков, вся эоценовая толща, вскрытая скважиной, достаточно отчетливо делится на ряд горизонтов (рис. 2).

Первый, нижний горизонт, отбивающийся в интервале 2479—2326 м, сложен однородными, зеленовато-серыми, неизвестковистыми, слюдястыми, прочными алевролитами, в верхней части перемежающимися с пачками опокovidных темно-серых аргиллитов. Текстуры пород отчетливо слоистые, линзовиднослоистые и косослоистые. Местами в слоях наблюдаются светлые мелкие пятна, представляющие собой, по видимому, ходы илоедов.

Цементация пород обусловлена стекловидно-зернистым опалом. На отдельных участках заметен также халцедон с типичным агрегационным угасанием и показателем преломления около 1,54.

В верхней, существенно глинистой части горизонта в породах присутствует повышенное количество органического углистого материала. Анализы показали содержание  $C_{орг}$  до 3,8%. Наблюдаются пирит (2—3%) и местами сидерит. В алевролитистых разностях пород всегда встречается до 3—4% глауконита.

Резкое возрастание количества органического материала и сульфидов железа в верхних слоях горизонта указывает на восстановительную обстановку, существовавшую в илах бассейна, и на сильное регрессивное обмеление бассейна. Это подтверждается также резкой литологической сменой осадков залегающего выше горизонта, сложенного в основании известковистыми горючими сланцами, трансгрессивно налегающими на углистые аргиллиты.

Второй, наиболее мощный горизонт эоцена тимашевского разреза выделяется в интервале 2326—2074 м. Горизонт, литогенетически охватывающий полный седиментационный цикл, имеет сложное строение. В его разрезе снизу вверх можно выделить ряд различных пачек пород:

- 1) известковистые горючие сланцы — 11 м;
- 2) аргиллиты темно-серые, местами почти черные, в нижней части известковистые — 35 м;
- 3) алевролиты неизвестковистые, местами с прослойками аргиллитов — 30 м;
- 4) песчаники алевролитистые, средней прочности — 100—105 м.

Залегающие в основании горизонта темно-коричневые, заметно слоистые породы должны быть отнесены к типу сильно известковистых горючих сланцев. Это прочные, тонкоструктурные породы мергелевидного облика. С соляной кислотой они бурно реагируют, в пламени горелки горят слабо коптящим пламенем.

В основном породы составлены микрозернистым известковым материалом. Заметны также плохо сохранившиеся кокколитофориды и фораминиферы. Карбонатность пород колеблется в пределах 41—56%.

В большом количестве в породах содержится бурое органическое вещество сапропелевого типа. Последнее представлено отчасти бурой тонкодисперсной массой и главным образом остатками сине-зеленых водорослей, наблюдающихся в нормальных шлифах в виде мелких, веретенообразных линзочек. Технический анализ показал, что летучих

веществ содержится в породе 18,04% (в горючей массе — 56,7), золы — 66,24, влаги — 0,94%.

Формирование этих осадков, по-видимому, происходило в прибрежной, гидродинамически активной обстановке. После сильного обмеления бассейна и, возможно, даже после некоторого его осушения снова начались тектонические погружения, вызвавшие трансгрессию бассейна и накопление намывавшихся у берегов осадков, обогащенных сапропелевым материалом.

Залегающая выше пачка пород мощностью до 35 м представлена типичными аргиллитами. В нижних слоях породы темно-серые и почти черные; кверху они приобретают зеленовато-серую окраску. Аргиллиты хорошо слоистые, в верхних слоях слюdistые. Местами в них наблюдаются обильные остатки рыб (*Lygolepis caucasica* Rom).

Структура пород неоднородная, в нижних слоях тонкая, глинисто-чешуйчатая, в верхних — алеврит-глинистая, имеющая 15—20% алевритистого материала.

Содержащийся в аргиллитах известковый материал в значительной части представлен хорошо сохранившимися кокколитофорами. Среди них встречается ряд форм, характерных для кумской свиты верхнего эоцена. Постоянно отмечались *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.), *Septalites tetrapyrenus* (Schamr. et Lasar.), *Septalites declivis* (Schamr. et Lasar.), *Recteradiatus corniger* (Schamr. et Lasar.), *R. expansus* sp. n., *Cuneatus maculatus* sp. n., *Crassiradiatus digitatus* sp. n., *Griboseus complicatus* Schamr., *Lobulatus* sp. n. и др.

Сушественно кокколитовый состав известкового материала этих двух нижних пачек горизонта позволяет литогенетически определять их в качестве трансгрессивных фаций кумской свиты.

Верхнюю, мощную часть горизонта, сложенную алевролитами и мощными песчаниками, литогенетически следует относить к регрессивным осадкам кумского седиментационного цикла. Как песчаники, так и алевролиты заметно окремнены и представляют собой достаточно прочные породы. Терригенный материал отсортирован сравнительно слабо. Кроме алеврит-песчаных элементов, в составе этих пород содержится в небольшом количестве глинистый материал.

Терригенная часть пород имеет преимущественно кварцевый характер. Полевые шпаты присутствуют в количествах до 5—6%. Интересно отметить наличие зерен эффузивного материала с типично фельзитовой структурой. В более северо-восточных разрезах эффузивный материал отсутствует. Глауконит в породах содержится в количествах от 2—3 до 6—8%.

Формирование этой мощной толщи терригенных осадков произошло под воздействием крупной водной артерии, вносившей терригенные осадочные массы в кумский бассейн.

Вместе с тем в рассмотренных выше более восточных и северо-восточных разрезах кумской свиты кластогенные породы почти отсутствуют. Это позволяет предполагать, что водная артерия впадала в кумский бассейн, возможно, с запада.

Третий, самый верхний горизонт эоценовой толщи тимашевского разреза (мощностью более 75 м) сложен почти однородными зеленоватыми известковистыми аргиллитоподобными глинами. В сухом состоянии породы прочные, однако в воде несколько размягчаются.

На основании термографических данных установлено, что глинистая масса составлена преимущественно монтмориллонитом. В подчиненных количествах содержится каолинит.

Значительное место в глинистых породах горизонта занимает известковый материал (карбонатность 2,3—6,5%). Он представлен отча-

сти тонкими хемогенными частичками кальцита, отчасти кокколитофоридами. Среди кокколитов часто встречаются формы, характерные для самых верхов верхнего эоцена (белоглинская свита), в частности: *Homomorphus trinicellus* (Schamr. et Lasar.), *Cuneatus simplex* (Schamr. et Lasar.), (*Recteraditus acuminatus* Schamr., *R. rimatus* Schamr. Дискостеры представлены чаще всего пятилучевыми, реже шестилучевыми астеролитами, с мало усложненными формами лучей, что вообще типично для белоглинской свиты.

Таким образом, приведенный литологический материал показывает, что эоценовые отложения тимашевского разреза в общем формировались в одном и том же литогенетическом и геотектоническом плане, что и на более восточных участках эоценового бассейна; они также имеют циклическое построение. Обусловленные тектоническими погружениями и внедрениями пелагических вод Тетиса, осадочные формирования нижних, обычно менее мощных полуциклов (трансгрессивные полуциклы) здесь также несут известковистый характер, главным образом благодаря присутствию пелагических известковистых организмов — кокколитофоридов.

Формирование верхних, регрессивных полуциклов, литологически выраженных неизвестковистыми, в основном алеврит-песчанистыми породами, происходило, как и в более восточных разрезах, в условиях, когда речные потоки приносили в бассейн огромные массы терригенного материала (регрессии заполнения бассейна). При этом соленые воды оттеснялись к югу, и бассейн, по-видимому, претерпевал значительное опреснение. Возможно также, что в результате тектонических движений положительного знака где-то на юге, например в области Кавказа, возникали барьерные поднятия. Затрудняя доступ пелагических вод Тетиса в эоценовый бассейн, они тем самым прекращали поступление органогенного известкового материала в этот бассейн.

Из-за глубокого залегания палеогеновой толщи тимашевской скважиной вскрыты лишь три верхних циклических комплекса, составляющих верхний эоцен. Первый из них, стратиграфически охватывающий белоглинскую свиту, выделяется в интервале 2150—2074 м. Он представлен неполной, лишь своей нижней, трансгрессивной частью осадков; его регрессивные осадочные образования размыты последующей олигоценовой трансгрессией.

Белоглинский возраст этой глинисто-известковистой толщи слоев доказывается, как отмечалось выше, типичным для белоглинской свиты комплексом кокколитофоридов, среди которых присутствует руководящая форма *Homomorphus trinicellus*. Также белоглинским возрастом определяет эти породы Г. А. Малышек. Однако она относит к белоглинской свите и подстилающую мощную толщу песчаников, что вряд ли является правильным. Литогенетически эта толща представляет собой регрессивную фазу следующего, кумского, циклического комплекса и стратиграфически должна быть отнесена к кумской свите.

Кумский, полный трансгрессивно-регрессивный циклический комплекс в тимашевском разрезе залегает в интервале 2326—2150 м (рис. 2). Его трансгрессивная фаза представлена мергелистыми горючими сланцами и известковистыми, кокколитовыми аргиллитами. Толща неизвестковистых алевролитов и песчаников должна определяться как регрессивная фаза кумского циклического комплекса.

Кумский возраст всей этой мощной толщи подтверждается наличием кокколитофоридов, характерных для кумских слоев. Кумским возрастом определяет нижнюю трансгрессивную часть толщи и Г. А. Малышек.

Нижняя часть тимашевского разреза, сложенная мощными неизве-

стковистыми алевритами и алевритистыми аргиллитами (интервал 2479—2326 м), должна быть отнесена к следующему трансгрессивно-регрессивному циклу, залегающему ниже. Однако в разрезе представлен лишь его регрессивный полуцикл; слои трансгрессивной фазы цикла с известковистым пелагическим материалом, как это имеет место в более восточных разрезах (новоминском, выселковском и др.), скважиной не достигнуты.

По стратиграфическому положению толща алевролитов и аргиллитов этого, третьего по счету сверху, циклического комплекса должна быть отнесена к керестинской свите. Почти аналогичным комплексом пород сложен керестинский седиментационный цикл и в более восточных разрезах, рассмотренных выше. Г. А. Малышек на основании сопоставлений с теми же восточными разрезами находит возможным определять нижнюю часть тимашевского разреза хадыженским возрастом.

### Таганрогское и Донское Приазовье

Рассматриваемая площадь Приазовья геотектонически охватывает крайнюю, северо-западную зону Азово-Кубанской впадины и западную, наиболее приподнятую часть Азовского свода. Эоценовые отложения, вскрытые здесь многочисленными скважинами, залегают на сравнительно малых глубинах, и мощности их значительно меньше. Это объясняется менее глубокими тектоническими погружениями дна эоценового бассейна, а также литофациальными причинами. В отличие от тимашевского, выселковского и песчанокопского разрезов, где в сложении эоцена участвуют мощные горизонты кластогенных пород, здесь эоценовые отложения слагаются главным образом тонкими глинистыми осадками с подчиненными пачками алевритистых пород. Слабо представленный комплекс кластогенных алевритистых, и особенно, песчанистых, пород указывает, на то, что данный участок эоценового бассейна оставался вне воздействия отмечавшихся выше мощных речных артерий, вносящих огромные массы терригенного материала. Слабое воздействие оказывали также морские течения, вообще имевшие очень существенное значение в формировании осадков на других участках эоценового бассейна.

Возникновение здесь особого гидродинамического режима и сравнительно спокойной, застойной обстановки, по-видимому, обуславливалось близостью Азовского кристаллического и Донецкого складчатого выступов, неоднократно в течение эоценового времени поднимавшихся на дневную поверхность.

В результате близости этих крупных тектонических структурных формирований в эоценовом бассейне в некоторые отрезки времени создавалась весьма мелководная прибрежная обстановка. Несколько севернее, в полосе Азовской антеклизы, происходили даже осушения бассейна, обусловившие выпадение из эоценового разреза некоторых стратиграфических подразделений эоцена и палеоцена или сокращение их мощностей.

Как и на соседних к югу и юго-востоку площадях Азово-Кубанской впадины, здесь эоценовые отложения имеют отчетливо выраженное циклическое или ритмическое строение. Ритмы начинаются резкими повышениями карбонатности пород или появлением пластов и пачек мелоподобных кокколитовых известняков (мергелей). Нередко в основании ритмов прослеживаются базальные образования, представленные крупнозернистыми глауконититами, местами с многочисленными остатками рыб, грубозернистым песком и фосфоритами. Ритмические комплексы в общем совпадают с принятыми для данного района стратиграфическими

подразделениями эоцена, выделяемыми на основании конхиофауны (Б. П. Жижченко), фораминифер (Ю. П. Никитина, 1962; М. М. Беляева, 1962; В. Г. Морозова) и кокколитофоридов (И. А. Шамрай, 1964).

Циклический анализ, а также выполненные указанными авторами палеонтологические исследования позволили в составе эоценовой толщи выделить четыре циклических комплекса слоев и соответственно с этим четыре отдельные стратиграфических подраздела среднего и верхнего эоцена. Достаточно хорошо выражен средний эоцен (черкесская свита). В верхнем эоцене выделяются керестинская, кумская и белоглинская свиты (рис. 7). Не совсем уверенно отбиваются слои куберлинской свиты, что объясняется очень неудовлетворительным подъемом керна при проходке скважинами палеогеновых слоев. По-видимому, некоторая часть верхних алевролитистых слоев среднего эоцена, характеризующихся резко выраженными мелкохвнотовыми структурами, должна быть отнесена к куберлинской свите.

**Черкесская свита** (нижний—средний эоцен). Нижне-среднеэоценовые отложения мощностью до 80—85 м выделяются на всей площади северо-западного Приазовья. От залегающих ниже палеоценовых слоев они отбиваются на основании появления в породах известкового материала, представленного главным образом кокколитофоридами (начальная фаза трансгрессии). Переход их к верхнеэоценовым отложениям обычно постепенный, но наличие известкового материала в низах верхнего эоцена, указывающего на новый трансгрессивный импульс, позволяет проводить границу между средним и верхним эоценом.

В исследованных разрезах слои черкесской свиты представлены почти однородными тонкими породами, главным образом алевролитистыми глинами и отчасти, обычно в средних слоях толщи, глинистыми алевролитами. Породы в нижних слоях в основном заметно известковистые.

Известковый, преимущественно кокколитоновый материал в небольших количествах установлен в низах черкесской свиты на Канеловской площади. Также известковистый характер с достаточно сохранившимся кокколитофоридами имеют нижние, алевролит-глинистые слои черкесской свиты по ейской, катонской, маргаритовской скважинам, на Синявской площади (скв. № 11) и др. Кокколитофориды типично среднеэоценового облика, среди них всегда присутствуют *Cuneatus lodoensis* (Braml. et Ried.), *Tribrachiatius orthostyllus* (Braml. et Ried.) и др. В ряде разрезов черкесской свиты (Канеловская площадь, разрезы ейский, синявский и др.) Ю. П. Никитина (1962) установила комплекс песчанистых и известковистых фораминифер с руководящими формами *Ammobaculites midwayensis* Plumm., *Acarinina crassaformis* (Gall. et Wissl.), *Globigerina pseudoeocaena* Subb. и др., позволивших ей датировать толщу нижним — средним эоценом.

Как и вообще на юге Русской платформы, породы сильно обогащены цеолитом, особенно их алевролитистые разности. В частности, почти чистым цеолитом заполнены ходы мелких илоядных организмов, в результате чего породы имеют мелкопятнистый текстурный характер.

Аутигенные минералы представлены небольшими количествами глауконита, сидерита, пирита; заметен глобулярный опал. В нижних слоях, на границе с палеоценом, обычно наблюдается повышенное количество углисто-растительного шлама, благодаря чему породы приобретают темн-серую, местами почти черную окраску.

В отличие от более южных и юго-восточных разрезов среднего эоцена в данном районе породы большей частью слабо отсортированы. Как показали механические анализы, в породах всегда присутствуют структурные элементы алевролит-песчанистого ряда (табл. 10), но почти во всех случаях преобладают глинистые элементы.

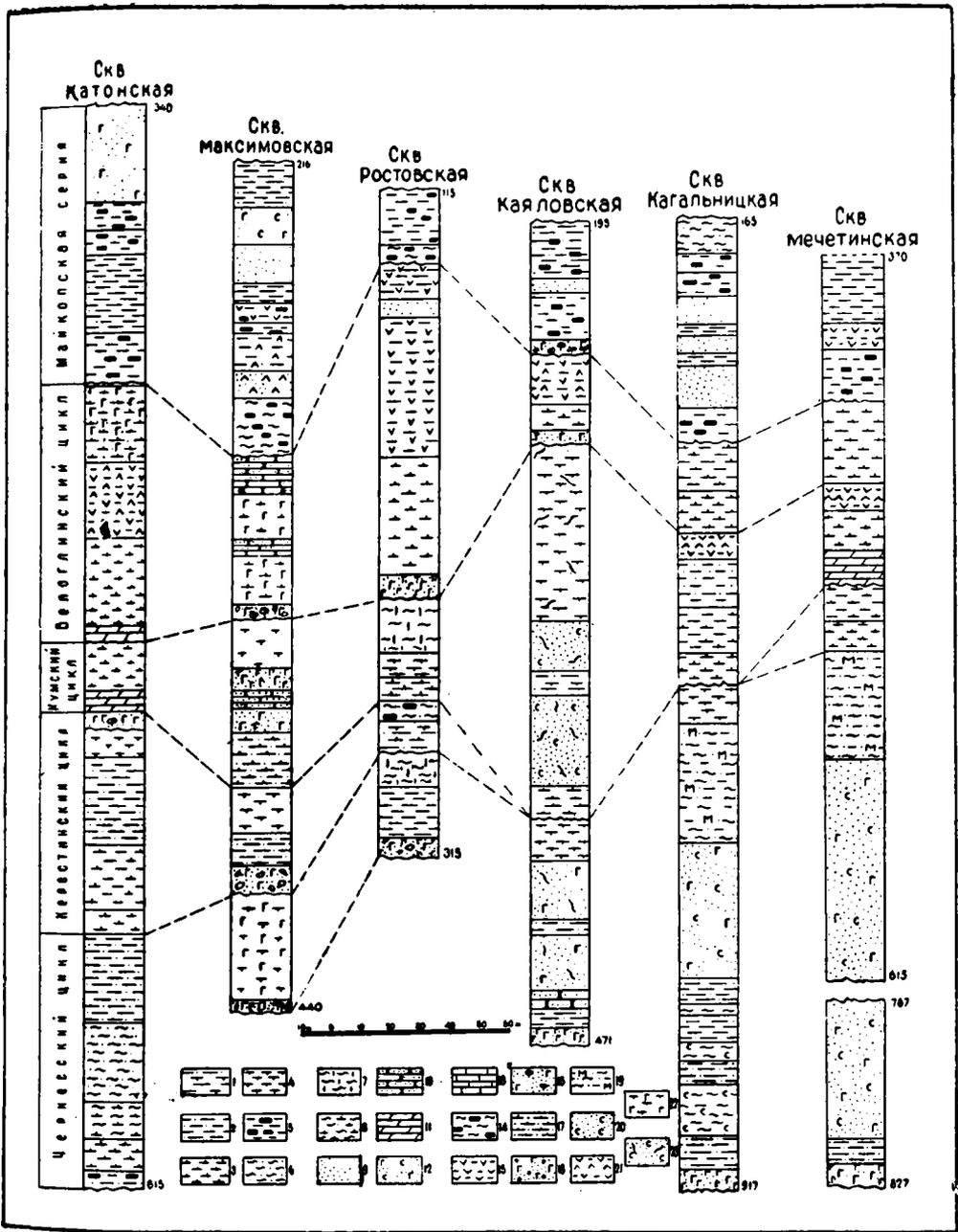


Рис. 7. Разрез эцена Азовского выступа:

1 — глины опоковидные; 2 — глины алевритистые; 3 — глины известковистые; 4 — опоки глинистые; 5 — глины углистые; 6 — алевролиты песчанистые; 7 — алевролиты кремненые; 8 — алевролиты известковистые; 9 — пески мелкозернистые; 10 — песчаники кремненые; 11 — известняки мелоподобные, кокколитовые; 12 — пески мелкозернистые, цеолит-глауконитизированные; 13 — известняки детритусовые; 14 — алевролиты углистые; 15 — диатомиты глинистые; 16 — пески сильно глауконитизированные с фосфоритами; 17 — глины алевритистые, известковистые; 18 — гравелиты глауконитизированные, песчанистые; 19 — миктолиты цеолитизированные; 20 — пески цеолитизированные; 21 — радиолярит-спонголиты глинистые; 22 — глины опоковидные, глауконитизированные; 23 — пески цеолитизированные с ходами илоедов.

Таблица 10

Механический состав эоценовых пород катонского и маргаритовского разрезов, %

Разрез	Глубина, м	Фракция, мм					
		>0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005
Катонский	575	—	1,6	5,4	19,2	30,5	43,3
	500	—	0,7	2,1	10,5	31,9	54,8
	450	—	0,3	0,9	5,4	23,6	69,8
	425	—	0,2	1,4	12,2	25,5	60,7
	370	0,4	32,1	23,7	14,7	11,3	17,8
Маргаритовский	550	—	4,8	5,8	17,6	19,3	56,0
	530	—	9,1	21,5	37,2	14,7	17,5
	420	—	0,2	0,7	6,7	21,3	71,1

В сводовой зоне западной части Азовской антеклизы слои среднего эоцена или не сохранились, или они прослеживаются маломощной пачкой известковистых глин, местами с глауконитами в основании. Повсеместно они залегают на размытой поверхности верхнего мела.

По данным циклического анализа, в низах верхнеэоценовой толщи следует выделить слои керестинской и, возможно, куберлинской свит (второй циклический комплекс разреза). От среднеэоценовой толщи эти слои отделяются пачкой известковистых, кокколитовых глин, хорошо прослеживающихся в основании седиментационного цикла по ейскому (819—710 м) и катонскому (535—460 м) разрезам.

Верхний контакт керестинской свиты устанавливается более резко, особенно по катонскому и маргаритовскому разрезам. В катонском разрезе, на границе керестинской и залегающей выше кумской свит, прослеживается небольшой слой глауконита и пачка кокколитового мелоподобного известняка (интервал 460—451 м). Подобный же кокколитовый известняк в верхнем контакте керестинской свиты определен и в маргаритовском разрезе (интервал 420—414 м).

По-видимому, этот же кокколитовый известняк на границе керестинской и кумской свит распространен и в ейском разрезе, но из-за неудовлетворительного подъема керна он не был установлен при проходке скважины. Здесь верхняя граница керестинской свиты отбивается нами в основании пачки сильно известковистых, кокколитовых глин на глубине 710 м, хотя, возможно, эта граница проходит несколько ниже.

Резкое повышение количества органического известкового материала в ейском разрезе отмечается также в интервале 755—752 м. Возможно, ниже этой пачки известковистых глин, до глубины 819 м (верхняя граница среднего эоцена), следует отбивать слои куберлинской свиты, хорошо выделяющейся в более южных и юго-восточных разрезах Азово-Кубанской впадины.

Литологически породы на всю мощность керестинско-куберлинской толщи по катонскому и ейскому разрезам почти однородные и представлены главным образом глинами зеленовато-серой окраски. От присутствия повышенных содержаний цеолита глины на ощупь несколько жесткие и малопластичные. Обычно в больших количествах в глинах содержится терригенный алевритистый материал, главным образом кварц.

Аутигенные минералогические компоненты, как и в других слоях эоцена, представлены небольшими, кроме цеолита, количествами глауконита, сидерита, пирита и углисто-растительного шлама. Часто встречаются кремнистые органические остатки: диатомовые, радиолярии и

спикулы губок. В нижних слоях нередко наблюдаются мелкие раковинки моллюсков.

Интерес представляет комплекс глинистых минералов, исследованных в глинах по разрезу катонской скважины. Термографический анализ образцов глин (глубины 513—470 м) показал их сложный минералогический состав. Кроме монтмориллонита, являющегося, очевидно, основным глинистым минералом этих пород, на дифференциальных кривых нагревания отчетливо фиксируется каолинит. Присутствие последнего объясняется близостью Приазовского кристаллического массива, в некоторых местах выступавшего на поверхность в керестинское время и являвшегося источником поступления осадочных масс. Собственно, монтмориллонит-каолиновый состав имеют глины и в других горизонтах этой площади.

Известковистость глинистых пород значительно меняется. В разрезе катонской скважины максимальные значения карбонатности (до 27%) отмечаются в самом основании горизонта; кверху карбонатность резко снижается, и верхние глинистые слои, вблизи контакта с кумской свитой, оказались практически неизвестковистыми.

Обычно хорошо сохранившиеся кокколитофориды, содержащиеся в керестинско-куберлинских слоях, изучались в ряде образцов керна по той же катонской скважине. Комплекс этих органических остатков заметно отличается от среднеэоценового комплекса, особенно в верхних слоях толщи. Здесь исчезает типичная для среднего эоцена трехлучевая форма *Tribrachiatus orthostyllus* (Braml. et Ried.) и *Pentalithus vesper* (Defl.), лишь в нижних слоях часто встречается *Cuneatus Lodoensis* (Braml. et Ried.). В качестве новых форм следует отметить *Heliodiscoaster acyclicus* sp. n., *Septalites cribratus* sp. n., *Lobulatus oligosectus* sp. n. и др. (см. рис. 4).

В общем, комплекс кокколитофоридов дает основание относить рассматриваемый горизонт к низам верхнего эоцена. Значительное различие форм, присутствующих в нижней и верхней частях горизонта, позволяет прийти к выводу, что в составе этого мощного горизонта должны быть выделены как керестинские, так и куберлинские слои.

На возможность отнесения мощных глинистых пачек к низам верхнего эоцена и выделения здесь керестинской и куберлинской свит указывает и Ю. П. Никитина (1962). По ее данным, фауна фораминифер верхней, керестинской, части толщи (Ейско-Березанское поднятие, Канеловская площадь, южный склон Азовской антеклизы) соответствует микрофаунистическому комплексу зоны *Hantkenina alabamensis* и *Listerella subbotinae*. Нижнюю часть толщи с комплексом мелких фораминифер Ю. П. Никитина сопоставляет с зоной *Acaeginina rotundimarginata* крымских эоценовых разрезов, что в общем соответствует керестинской и куберлинской свитам рассмотренных ранее разрезов Азово-Кубанской впадины, где эти свиты на основании циклического анализа выделяются более отчетливо.

В приазовской полосе Азовского свода керестинские слои обосновываются недостаточно. По разрезу скважины № 100 (бассейн р. Мокрого Еланчика), возможно, к керестинской свите следует отнести 22-метровую пачку аллювиальных, сильно углистых, глинистых песков, залегающих между белоглинской свитой и размытой поверхностью верхнего мела. В максимовской скважине, вблизи устья Мокрого Еланчика, к этой свите ориентировочно относят пачку известковистых алевроит-песчаных глин, лежащих ниже кумской свиты. Однако по литологическому облику эти породы больше напоминают слои черкесской свиты.

Очень резко в области Приазовья выделяются сравнительно неболь-

шой мощности, до 20—35 м, слои **кумской свиты**. В полосе южного крыла Азовской антеклизы эти слои хорошо прослежены ейской, катонской, маргаритовской, максимовской и другими скважинами. На северном крыле данной структуры отложения кумской свиты вскрыты малокирсановской, анastasиевской, покровской и другими скважинами. Непосредственно в сводовой части Азовской антеклизы слои этой свиты полностью размыты.

Эта небольшая толща сложена преимущественно известковистыми, в большей или меньшей степени алеврит-песчанистыми глинами. В северном крыле Азовской антеклизы значительное развитие в верхних слоях свиты приобретают опока и опокovidные глины.

В составе глин и опок обильно содержатся кремнистые органогенные остатки, главным образом диатомовые; часто наблюдаются остатки рыб. Присутствующий в породах известковый материал, особенно в основании свиты, представлен, как и вообще в палеогеновых слоях, преимущественно кокколитофорами.

Интерес представляют отмеченные выше пачка мелоподобных известняков и пласт сильно глауконитизированной породы, прослеживающиеся местами на границе с керестинской свитой. Мощность пачки мелоподобных известняков в катонской и маргаритовской скважинах достигает 6—7 м; слой глауконитизированной породы не превышает 1,2—1,5 м. Ейской скважиной эти породы не установлены из-за неполного подъема керна.

Глауконитизированные породы по общему литологическому характеру представляют собой типичный известковисто-песчанистый глауконит интенсивно-зеленой окраски. Известковистый материал сложен почти исключительно перемытой микрофауной фораминифер, часто в виде обломков. Встречаются также мелкие обломки неопределенной макрофауны. Карбонатность породы достигает 32,6 %.

Глауконит распределен неравномерно; среднее его содержание не менее 55—60%. Он представлен зачастую крупными, до 0,5—0,7 мм, большей частью окатанными зернами. Также часто в крупных зернах встречается песчанистый кварцевый материал. У контакта с подстилающими слоями содержание его не превышает 10%. Кверху оно возрастает, но крупность зерен заметно уменьшается. Характерными для этого горизонта являются остатки рыб.

Повышенная концентрация в породе фораминифер и остатков рыб, а также крупнозернистого глауконита и кварцевого песчанистого материала позволяет связывать образование этой породы с крайне прибрежной обстановкой и литофациально относить ее к типу прибойных накоплений. Состав и структурные особенности этого слоя дают возможность рассматривать его в качестве своеобразного трансгрессивного базального горизонта кумской свиты.

В периферийных зонах Донбасса и Азовского выступа, а также на восточном их погружении глауконититы имеют весьма широкое развитие и среди палеогеновых, и среди меловых отложений. Постоянно они связаны с начальными фазами трансгрессивных циклов и приурочены к зонам перерывов (И. А. Шамрай, 1955, 1956). На основании этого следует считать, что перерыв существовал также и на данной территории в конце керестинского времени. Существование перерыва между керестинской и кумской свитами отмечается также Ю. П. Никитиной (1962).

Литологически и фациально с глауконититами связаны залегающие выше мелоподобные, кокколитовые известняки (мергели). Их образование также происходило в гидродинамически активной обстановке, в прибрежной, сублиторальной полосе моря, в начальную фазу транс-

грессии. Это мягкие породы светло-серой и с зеленоватым оттенком окраски. В воде они сильно размягчаются, от действия соляной кислоты бурно вскипают. Обильный нерастворимый остаток (карбонатность 47,3—61,6%) составлен глинистым веществом, цеолитом и в значительном количестве алеврит-песчанистым материалом. Среди последнего, кроме кварца, часто наблюдается глауконит, представленный нередко крупными зернами, до 0,5—0,6 мм.

Состав известкового материала выражен преимущественно фораминиферами и кокколитами. Фораминиферы распределены в породе неравномерно. Они сконцентрированы в отдельных линзочках и прослойках. Подобная локализация и концентрация этого органогенного материала указывает на то, что накопление известковистых осадков данного горизонта происходило в гидродинамически активной обстановке.

Среди эоценовых отложений в периферийных участках Донбасса и его восточного погружения подобные кокколитовые известняки, связанные с краевыми зонами эоценовых трансгрессий, распространены очень широко. Некоторые геологи определяют их как сравнительно глубоководные осадки, что, безусловно, не отвечает действительности.

Значительный фактический материал, полученный нами для многих разрезов эоцена, указывает на крайне мелководный характер этих отложений. В качестве признаков, определяющих мелководно-прибрежную фациальную природу мелоподобных кокколитовых известняков эоцена, можно указать следующие:

1. Известняки ложатся нередко на подстилающие, более древние слои с отчетливо выраженным размывом.

2. В своем основании известняки очень часто переходят в сильно известковистые гравелиты и конгломераты или глауконититы. Переходы почти всегда постепенные.

3. Нередко с подобными известняками, особенно в их нижних слоях, связаны прослой и линзы хорошо отсортированных песков.

4. Текстура известняков также, особенно в нижних слоях известковых пачек, линзовидная и микролинзовидная. Отдельными, резко выраженными линзами концентрируются глауконит, песок, фораминиферы, остатки рыб и пр., как это имеет место и в кумских известняках рассматриваемых разрезов.

5. По сравнению с глинистыми, более глубоководными породами органогенный, особенно наиболее крупный известковый материал (фораминиферы, кокколитофориды), представлен большей частью плохо сохранившимися формами, часто в виде обломков и окатанных раковин.

6. Наконец, заслуживает внимания приуроченность кокколитовых известковистых фаций к крупным положительным тектоническим структурам, где могли быть созданы прибрежно-мелководные условия осадкообразования.

Таким образом, мелководная обстановка и морские течения являлись наиболее существенным фактором в формировании этих известняков. Постоянными, однонаправленными поверхностными и донными морскими течениями планктон, в частности имевшие массовое развитие кокколитофориды, мог захватываться на значительных акваториях бассейна и перемещаться на большие расстояния. В последующем перемещавшиеся массы планктонного известкового материала на участках мелководья, в зонах торможения и затухания течений, должны были выпадать на дно, образуя большей или меньшей мощности слои сравнительно чистых известковистых органогенных масс.

Максимального проявления эти процессы достигали в начальные

фазы трансгрессий. Именно тогда могла резко оживляться гидродинамическая деятельность водоемов, и в краевых зонах трансгрессированных бассейнов создавались мелководно-прибрежные условия осадкообразования. По существу, периферийные зоны бассейнов в начальные стадии трансгрессии могут характеризоваться лишь резко мелководно-прибрежными условиями, способствующими аккумуляции приносимого течениями органогенного известкового материала.

Исходя из этого, мелоподобные кокколитоиды известняки нужно рассматривать как прибрежно-мелководные осадки и литофации начальных этапов трансгрессивной деятельности. При дальнейшем трансгрессивном расширении бассейна и его углублении или в условиях рецессивного развития бассейна (А. В. Наливкин, 1956) могли накопиться лишь незначительные, рассеянные среди неизвесткового материала планктонные массы. В частности, контакты между отдельными циклами рассмотренных выше эоценовых разрезов Азово-Кубанской впадины, по существу, имеют не строго трансгрессивный, а рецессивный характер. Этим объясняется отсутствие в разрезах Азово-Кубанской впадины более или менее чистых кокколитоидов известняков.

Морские течения как фактор известковистого пороодообразования следует рассматривать не только в качестве частного случая, обусловившего накопление эоценовых известковых пород. По-видимому, они имели вообще решающее значение в образовании крупных известковых формаций.

Без признания решающего значения морских течений трудно объяснить причины образования мощных, нередко многосотметровых известковых формаций, например верхнего мела. Эти известковые породы, широко распространенные на юге Русской платформы, составлены, как отмечают многие исследователи (А. Д. Архангельский, 1912; Г. И. Бушинский, 1954; Г. Гурка, 1957; И. А. Шамрай, 1949; М. С. Швецов, 1958), главным образом кокколитофоридами и их обломками. Постепенный захват этих пелагических организмов однонаправленными поверхностными течениями и сгон их в области затишья и торможения течений, по существу, является единственно возможным процессом в природе, который мог обусловить формирование мощных толщ этого концентрированного органогенного материала на определенных крупных участках мелового бассейна.

Однонаправленные течения с захватом широких морских акваторий могли быть вызваны постоянными и длительными ветрами типа пассатов или муссонов. На перемещение планктонного материала, например фораминифер, под воздействием морских течений указывает М. С. Швецов (1958), М. В. Пустовалов (1940), У. Х. Твенгофел (1936).

Формирование под воздействием морских течений меловых и третичных известковых накоплений, их органогенный кокколитоидный состав и способность этого органогенного материала легко перекристаллизовываться позволяют прийти к выводу, что, вероятно, и более древние известковые толщи могли образовываться в подобных же условиях. В частности, образование мощных древних хемогенных и криптогенных известняков легче всего объяснить участием морских течений, переносивших тонкий известковый органогенный материал типа кокколитофоридов или каких-либо других простейших известковых организмов. В последующем эти органические остатки были уничтожены перекристаллизацией, как уничтожены они в верхнемеловых толщах в геосинклинальных областях.

Высокие концентрации известкового материала в породах и нередко почти полное отсутствие в них некарбонатных минеральных примесей также легче всего объяснить формированием известковых масс за счет

планктона, в результате деятельности однонаправленных морских течений.

Изложенные соображения о литогенетической и фациальной природе мелоподобных кокколитовых известняков позволяют заключить, что залегающая выше керестинских слоев пачка кокколитовых известковых пород в приазовских разрезах эоцена указывает на начало нового, кумского, трансгрессивного цикла. Известняки, а вместе с ними и глаукониты должны быть отнесены к кумской свите, а не к керестинской, как предполагают некоторые исследователи.

Кумский возраст всего литологического комплекса (глаукониты, мелоподобные кокколитовые известняки, известковистые, кокколитовые глины) хорошо определяется на основании кокколитофоридов. Среди весьма богатого комплекса этих органических остатков очень большого развития достигает форма *Homomorphus tetracellus*, что вообще характерно и для других разрезов кумской свиты. Одной из руководящих форм для кумской свиты является часто встречающийся здесь дискоастер *Brachiatus endoechinaceus* Schamr., хорошо представлены также *Recteradiatus gladius* Schamr., *Crassiradiatus hastatus* Schamr., *Cuneatus membranatus* Schamr. и др.

В. Г. Морозовой, Ю. П. Никитиной (1962), М. М. Беляевой (1962), исследовавшими эти слои по ряду разрезов полосы, установлен сравнительно большой комплекс фораминифер. Среди них отмечаются *Clavulina szaboi* Hantk., *Anomalina acutiformis* Nikit., *Bulimina sculptilis* Cushman., *Uvigerina jacksonensis* Cushman., *Lenticulina micra* Nikit., *Bolivina nicopolensis* Nikit. и др.

К литологической характеристике кумской свиты рассмотренной полосы Приазовья необходимо добавить, что здесь, в отличие от более южных разрезов, отсутствуют верхние регрессивные части свиты. В частности, совсем не выражены слои кластогенных алеврит-песчанистых пород, мощно представленных в тимашевском разрезе. Возможно, они здесь или не накопились, или имели малые мощности и были размывты в предбелоглинское время. Последнее доказывается наличием окремненных опоковидных пород, хорошо выраженных в самых верхах кумской свиты в ряде разрезов Азовского свода (скважины малокирсановская, федоровская, синявская и др.). Окремнение этих пород следует объяснить существованием континентальной фазы на границе кумского и белоглинского времени.

Слоями значительной мощности представлена в исследованных разрезах **белоглинская свита**. Мощность свиты, по данным предшествующих исследователей, колеблется в пределах 40—50 м, однако в действительности она несколько выше (см. рис. 7). К белоглинской свите нужно относить также залегающие выше пачки тонкозернистых песков и песчанистых глин, определяемых некоторыми геологами олигоценным возрастом. Эти породы характеризуются заметной карбонатностью; карбонатный материал в значительной своей части представлен кокколитофоридами, среди которых присутствует руководящая белоглинская форма *Homomorphus trinicellus* (Schamr. et Lasar.).

Нижний контакт белоглинской свиты устанавливается с большей определенностью. В основании свиты, на границе с кумскими отложениями, в ряде разрезов (ейский, катонский, канеловский и др.) прослеживается небольшой горизонт, мощностью до 1, 5—2 м, мелоподобных кокколитовых известняков, свидетельствующих о начале белоглинского трансгрессивного импульса и о начале белоглинского литогенетического цикла.

В западной части Азовского свода известняки отсутствуют (скважины максимовская, малокирсановская, № 50 и др.). В основании свиты

залегают фосфоритовые гравелиты и глауконититы с известковым, кокколитовым материалом.

В своей нижней, трансгрессивной половине белоглинская свита южного крыла Азовской антеклизы (скважины ейская, катонская, маргаритовская) как, собственно, и на рассмотренных ранее, более южных и юго-восточных площадях Азово-Кубанской впадины, сложена почти исключительно глинистыми слоями. Обычно зеленовато-серые, тонкослоистые и микрослоистые глины хорошо дифференцированы, лишь кверху они переходят в алевритистые разности с содержанием алевритистого материала до 15—20%. В глинах заметен в небольших количествах углисто-растительный шлам, мелкие выделения пирита и сидерита. Почти всегда в глинах устанавливаются кремнистые органические остатки, главным образом спикулы губок и диатомовые водоросли; последние нередко в повышенных количествах (до 6—8%).

Собственно глинистый комплекс минералов, как и в подстилающих горизонтах, имеет монтмориллонитовый состав с существенными примесями гидрослюда и каолинита, хорошо подтверждаемых термографическими и рентгенографическими данными.

В изменяющихся количествах (по катонскому разрезу — до 2,1—6,3%) в глинах содержится известковый материал. Он представлен кокколитофоритами, большей частью хорошей сохранности. Нередко встречаются фораминиферы.

Верхняя, регрессивная часть сложена мощными пачками алеврит-песчанистых пород, изменяющихся от мелкозернистых алевритистых песков (рыхляков) до песчанистых алевритов и местами до алеврит-песчанистых глин. Песчанистые породы достаточно хорошо отсортированы; содержащиеся в них тонкие структурные элементы представлены преимущественно цеолитом.

На площади Азовского свода белоглинская свита полностью сложена этими заметно известковистыми песками с отмеченными выше фосфоритовыми гравелитами и глауконититами в основании. Глинистые породы здесь вытесняются песками. Они вновь появляются в северном крыле свода.

Песчанистый состав верхней, регрессивной части белоглинской свиты указывает на то, что ее формирование, в отличие от нижних горизонтов верхнего эоцена, на территории Приазовья происходило в условиях повышенного привноса терригенных осадочных масс с континента. Повидимому, к концу белоглинского времени снова оживилась деятельность отмечавшейся выше водной артерии, которая являлась важным фактором формирования осадков в области Азово-Кубанской впадины в нижнепалеогеновое и меловое время. Влияние привноса терригенных масс этой речной артерией или несколькими водными потоками на формировавшиеся осадочные толщи белоглинской свиты проявлялось и в других районах Азово-Кубанской впадины и периферийных зон Восточного Донбасса. Здесь почти повсеместно верхние слои свиты сложены преимущественно кластогенным комплексом пород.

Принадлежность рассматриваемой толщи слоев к белоглинской свите признается всеми исследователями, занимавшимися изучением разрезов палеогена этой территории (Б. П. Жижченко, В. Г. Морозова, Ю. П. Никитина, М. М. Беляева и др.). Для нижней, глинистой части белоглинской свиты М. М. Беляева (1962) отмечает достаточно богатый комплекс фораминифер зоны *Marginulina behmi* Reuss. Верхняя, песчанистая часть свиты характеризуется общим обеднением фауны фораминифер и преобладанием в ней песчаных форм. Однако нахождение фораминифер в виде единичных *Marginulina behmi* Reuss., *Plectina dol-*

matina (Lieb.), *Angulogerina angulosa* (Will.), *Bolivina nobilis* Hantk. и др. не оставляет сомнения в принадлежности этих слоев к белоглинской свите. Белоглинский комплекс фораминифер с *Marginulina behmi* Peuss и *Bolivina antegressa* Subb. для многих разрезов толщи устанавливается Ю. П. Никитиной (1962).

С большой определенностью белоглинский возраст всего этого верхнего литогенетического циклического комплекса устанавливается на основании кокколитофоридов с руководящими формами *Homotogriphus trinicellus*, *Cuneatus simplex* и др. При этом белоглинский комплекс кокколитофоридов присутствует не только в нижней части горизонта, но и в его верхних, алевроит-песчанистых пачках.

### Восточное погружение Азовской антеклизы

Палеогеновые отложения в восточной части Азовской антеклизы пройдены многочисленными буровыми скважинами, хотя подъем керна был большей частью неполным. По ряду скважин нами производилась литологическая обработка кернового материала. Детальные микрофаунистические исследования по этим скважинам были выполнены М. М. Беляевой, Ю. П. Никитиной и др.

Эоценовые отложения восточного погружения Азовской антеклизы имеют повсеместно мощное развитие, однако значительно меньшее, чем в граничащей к югу Азово-Кубанской впадине. Максимальные мощности эоценовой толщи в этой полосе не превышают 200—250 м.

Формирование толщи, как и на территории Азово-Кубанской впадины, происходило в условиях периодически повторяющихся тектонических движений, при этом тектонические колебательные импульсы носили здесь более резкий характер. В результате дно эоценового бассейна в течение эоценового времени неоднократно выходило на поверхность, образовавшиеся толщи осадков подвергались размыву или накапливались в виде мелководных, литоральных и сублиторальных осадков.

Представителями этого типа мелководных прибрежных формирований являются здесь часто прослеживающиеся глаукониты и мелоподобные кокколитовые известняки, указывающие на резкое обмеление и наиболее значительное регрессивное сокращение бассейна, после которого начиналась новая, трансгрессивная фаза развития (рис. 8). Эти мелководные образования, как указывалось выше, должны рассматриваться в качестве границ седиментационных циклов и естественных границ стратиграфических подразделений.

Осушения бассейна на некоторых участках восточного погружения Азовской антеклизы в отдельные отрезки эоценового времени (предкумское время, предбелоглинское, предолигоценовое и др.) обусловили не только последующую эрозию и смыв осушавшихся осадочных накоплений, но и их глубокие гипергенные изменения. В частности, на осушавшихся участках получили широкое развитие процессы вторичного окремнения пород, в особенности в составе кумской свиты. Довольно мощными пачками образовались опоковидные породы и типичные, очень прочные опоки; в некоторых слоях возникли весьма прочные кремнистые песчаники, типа осадочных кварцитов. Окремнению способствовали также огромные массы цеолита (гейландит), содержащиеся в повышенных количествах в свежих, не захваченных вторичными гипергенными изменениями породах.

Особенно резко гипергенные изменения пород и их окремнение проявились в ростовско-каяловском разрезе эоценовой толщи, приуроченном к сводовой части Азовской антеклизы. Следует думать, что тектонические импульсы в зоне Азовского свода на отдельных участках ха-

рактировались различными вертикальными амплитудами. Возможно, что эти движения в зоне свода местами носили глыбовый характер, и это создавало значительные гипсометрические различия поверхности на отдельных, даже близких участках свода в различные отрезки времени. По-видимому, этим объясняются резко изменяющиеся мощности отдельных стратиграфических подразделений эоцена, изменения их литологического характера, степень диагенетических и гипергенных преобразований и пр.

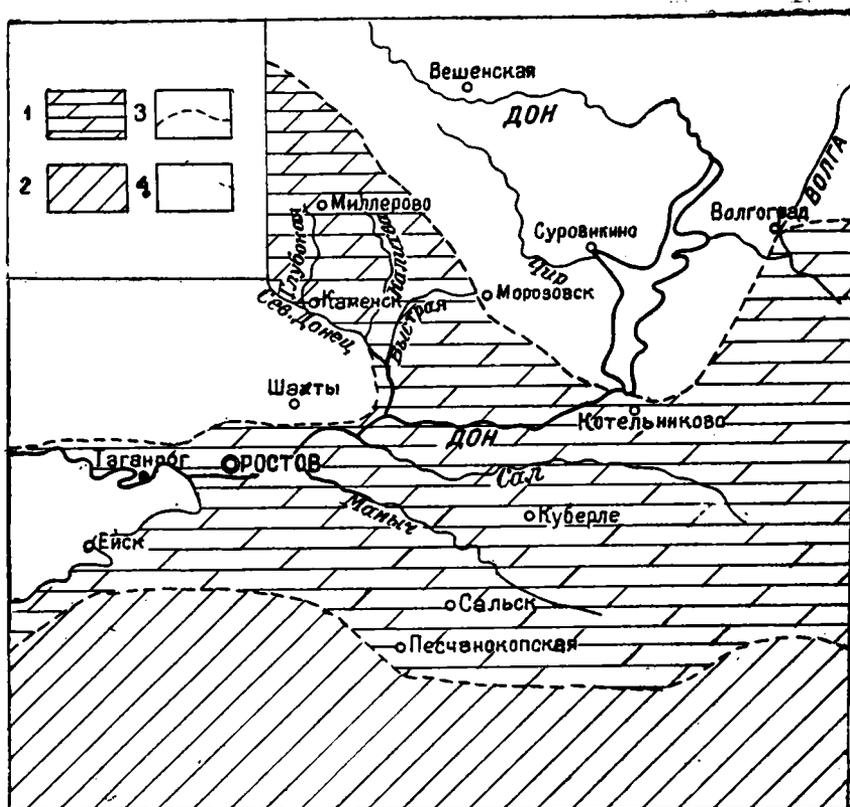


Рис. 8. Литофации верхнего эоцена:

1 — известняки кокколитовые, глины, пески, диатомиты, радиолярит-спонголиты и фосфоритовые гравелиты (краевые фации верхнеэоценовых трансгрессий); 2 — глины, алевроиты и пески (глубоководные фации); 3 — северная граница верхнеэоценовых трансгрессий; 4 — отсутствие верхнеэоценовых отложений.

**Ростовско-каяловский разрез эоцена**, захватывающий сводовую часть Азовской антеклизы, изучен в ряде буровых скважин (ростовская скважина, батайский створ, каяловская скважина и др.). С полным подъемом ядра палеогеновые отложения пройдены ростовской и каяловской скважинами, вскрывшими эоценовую толщу на глубинах 315—108 м (ростовская скважина) и 483—244 м (каяловская скважина).

Палеоценовые отложения в этом разрезе, как отмечалось выше, выделяются весьма условно. По катонской скважине к палеоцену отнесена 20-метровая пачка глауконитов и алевроитистых глин, залегающих на размытых слоях верхнего мела; эти же породы, мощностью до 11 м, выделяются и по ростовской скважине. Однако не исключен эоценовый возраст этих пород.

Палеонтологически палеогеновая толща, за исключением белоглин-

свой свиты, охарактеризована очень слабо. По-видимому, основной причиной отсутствия палеонтологических остатков, в особенности их известковистых представителей, является отмечающаяся выше усиленная гипергенная переработка осадочных масс, слагающих толщу на данном участке.

В качестве основного критерия для стратиграфического расчленения эоценовой толщи здесь можно применить лишь литологические признаки. Границы между стратиграфическими подразделениями достаточно отчетливо отбиваются на основании глауконитовых горизонтов и известковистых проявлений, указывающих, как отмечалось выше, на начало трансгрессий и седиментационных циклов. В качестве естественных и объективных границ могут служить также пачки окремненных опоковидных пород и типичных прсчных опок. Эти породы, возникавшие в результате вторичных гипергенных процессов, указывают на периодические регрессивные осушения эоценового бассейна и тем самым на существование перерывов в осадкообразовании.

Совокупность естественных геологических признаков позволила расчленить всю палеогеновую толщу ростовско-каяловского разреза на три различной мощности горизонта (рис. 7). Они достаточно отчетливо сопоставляются со стратиграфическими подразделениями более западных разрезов.

Самый нижний горизонт, мощностью от 35 м (ростовская скважина) до 70 м (каяловская), сложен перемежающимися пачками песчаников, алевролитов и глин. В каяловской скважине в верхней части горизонта прослеживается мощная пачка очень прочных опок, местами заметно песчанистых. В ростовской скважине опоки, как и значительная верхняя часть нижнего горизонта, размыты. Нижняя, базальная часть горизонта, представлена глауконититами.

Породы на всю мощность горизонта неизвестковистые. Аутигенный материал в алеврит-песчанистых слоях представлен нередко очень обильным количеством цеолита (до 15—20%). Также значительно цеолитизированы глинистые породы, в результате чего они имеют жесткий, малопластичный характер.

Терригенный алеврит-песчанистый материал заметно отсортирован (табл. 11); тонкие глинистые фракции представлены преимущественно цеолитом.

Таблица 11  
Механический состав эоценовых пород Азовского свода, %

Разрез	Фракция, мм						Свита
	> 0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	< 0,005	
Ростовский	0,17	21,63	30,63	17,74	12,84	16,99	Черкесская
Кагальницкий	2,05	36,13	31,21	15,14	6,22	9,25	»
»	0,74	32,21	35,33	16,64	7,31	7,77	»
Ростовский	0,18	1,22	16,41	18,04	33,65	30,50	Кумская
»	—	3,46	19,39	16,33	26,82	34,00	»
»	0,4	11,22	35,43	16,83	9,49	26,63	»
Кагальницкий	0,29	0,67	2,98	5,23	19,80	71,03	»
Ростовский	0,15	0,95	17,40	19,14	31,49	30,87	Белоглинская
»	—	17,59	37,39	13,29	13,71	18,02	»
Кагальницкий	—	23,06	29,50	17,08	6,78	23,58	»

Породы большей частью слабо сцементированы и относятся к рыхлому типу, но в разрезе каяловской скважины, в средней части горизонта, проходит пласт (мощностью до 3 м) прочного, сильно окремненного песчаника. Цементом песчаника является прозрачный и полу-

прозрачный пленочный опал. Подобные кремнистые песчаники среди палеогеновых отложений очень широко распространены в северо-восточной периферийной части Донбасса, где их окремнение происходило в результате гипергенных процессов.

Возраст горизонта различными исследователями (Б. П. Жижченко, Ю. П. Никитина, М. М. Беляева) определяется весьма ориентировочно и неоднозначно. Б. П. Жижченко относит эти слои по ростовской скважине к среднему эоцену. М. М. Беляева главным образом по стратиграфическому положению и по находкам единичных фораминифер датирует их керестинским и подкерестинским (аналог куберлинских слоев) возрастами. Ю. П. Никитина считает возможным относить нижнюю часть горизонта к палеоцену, верхнюю — к среднему эоцену.

По литологическому сходству с более восточными палеогеновыми разрезами верхняя часть толщи, по-видимому, действительно должна быть отнесена к среднему эоцену (черкесская свита). Это подтверждается наличием в данном горизонте сильно окремненных пород, указывающих на существование длительного перерыва и глубокого размыва, в результате которого нижняя часть верхнего эоцена (керестинская свита) здесь полностью могла быть уничтожена.

Средний горизонт представлен в основном глинистыми слоями и лишь отчасти алеврит-песчанистыми породами. В результате древних гипергенных воздействий они подверглись очень сильному окремнению. Как в ростовской, так и в каяловской скважине глинистый комплекс пород в верхней части горизонта преобразован в опоки и опоквидные глины.

Горизонт начинается пачкой слоистых, в большей или в меньшей мере алевритистых глин. Породы несколько окремнены, но в воде они размокают. В глинах в небольшом количестве содержится известковый материал, среди которого заметны плохо сохранившиеся кокколитофориды, что объясняется общим гипергенным изменением всей этой толщи пород.

Наличие в составе нижней пачки известкового материала и кокколитофоридов указывает на трансгрессивный контакт горизонта с подстилающими породами среднего эоцена. Верхний контакт горизонта также имеет размывтый характер; это подтверждается прослеживающейся здесь мощной пачкой опок, которые могли возникнуть лишь в результате длительного перерыва и осушения бассейна.

Мощность горизонта резко меняется. В ростовской скважине она не превышает 50 м, в каяловской достигает 140 м. Большая разница в мощностях горизонта объясняется его неравномерным древним размывом, который был обусловлен высотными различиями, возникавшими на разных участках Азовского свода в результате неравномерных тектонических движений.

Большинство исследователей относят этот горизонт к кумской свите. Б. П. Жижченко определил в слоях чешую рыб *Lyrolepis caucasica* (Rom.). Ю. П. Никитина (1962) по разрезу батайской скважины (скв. 27) установила в нижних слоях горизонта ряд фораминифер зоны *Amalina acutiformis*. Среди отмечавшихся выше кокколитофоридов в ростовском и каяловском разрезах этого горизонта встречается типичная для кумской свиты форма *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.), хотя и плохой сохранности.

Последний, верхний горизонт эоцена в данной полосе Азовского свода также характеризуется резко изменяющейся мощностью. В ростовской скважине мощность горизонта достигает 110—115 м. В каяловской скважине она не превышает 30—35 м. Горизонт начинается небольшим слоем глауконитита, залегающего на опоках кумской свиты

и хорошо прослеживающегося как в ростовской, так и в каяловской скважине.

В разрезе ростовской скважины выше глауконитов залегают мощные пачки сильно известковистых, кокколитовых глин, внизу — с рассеянным крупнозернистым аллохтонным глауконитом (см. рис. 7) карбонатность пород в средних пачках составляет 10—12%. Кверху карбонатность постепенно снижается. Мощность этих известковистых пачек по ростовской скважине достигает 40—45 м. В каяловской скважине эти же известковистые глины с глауконитовым слоем в основании представлены пачкой мощностью не более 15 м.

В свою очередь, сильно известковистые глины сменяются по разрезу ростовской скважины слабо известковистыми радиоляриево-диатомовыми глинами. В этих, очень легких при высыхании, светлоокрашенных породах содержание органогенного кремнистого материала обычно составляет 40—50% от всей породообразующей массы. Вместе с диатомовыми и радиоляриями среди кремнистого материала нередко очень обильно представлены спикулы губок. Сравнительно небольшими количествами присутствуют кокколитофориды; изредка встречаются фораминиферы.

Мощность слоев радиоляриево-диатомовых глин в ростовской скважине достигает 30 м, в каяловской — 18—20 м. Мощность этих глин по каяловской скважине, возможно, несколько выше, однако подъем керна от более высоких интервалов разреза здесь не производился.

Верхние слои данного горизонта и данного верхнего седиментационного цикла, как и в более западных разрезах Азовского свода, представлены мелкозернистыми слабо известковистыми песками с обильным цеолитом. В ростовской скважине они отбиваются в интервале 115—108 м. При проходке этих песков каяловской скважиной керн не извлекался.

Выше песков в разрезе ростовской скважины залегают сильно торфянистые, местами сильно песчанистые глины майкопской серии. В свою очередь, они сменяются миоценовыми, плиоценовыми и четвертичными отложениями.

Богатый комплекс фораминифер и кокколитофоридов, содержащихся в породах, позволяет однозначно относить всю эту толщу к белоглинской свите. Среди фораминифер горизонта, особенно в его нижних, известковисто-глинистых пачках, Ю. П. Никитина определяет характерные для белоглинской свиты формы: *Marginulina behmi* Reuss., *Spiroplectamina azovensis* Nikit., *Nodosaria bacillum* Defl., *Plectina dolmatina* Lieb., *Bolivina antegressa* Subb., *Uvigerina jacksonensis* Cushm., *Bolivina nobilis* Hantk., *Cibicides ungerianus* Orb. и др.

Среди кокколитофоридов широко распространена руководящая для белоглинской свиты форма *Homomorphus trinicellus* (Schamr. et Lasar.). Вместе с типичными белоглинскими формами в нижних слоях горизонта по ростовскому разрезу нередко встречаются формы, характерные для кумской свиты, например *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.). Последние, по-видимому, имеют переотложенный характер и поступили в белоглинские слои за счет размыва кумских отложений.

Для стратиграфической оценки белоглинских слоев важную роль играют пачки радиоляриево-диатомовых глин. Подобные породы в белоглинской свите имеют очень широкое распространение на всей рассматриваемой территории. Мощными пачками они залегают в белоглинской свите в междуречье Сала и Маныча, в Ергенях, в бассейне Сев. Донца и т. д.

Интерес представляет резко увеличенная мощность белоглинской

свиты по ростовскому разрезу. Вероятно, на данной площади в пред-белоглинское время существовал значительной глубины эрозионный врез, заполненный затем белоглинскими осадками. Врез образовался в результате размыва кумских отложений, что подтверждается их резко уменьшенной мощностью по сравнению с каяловским разрезом и признаками их глубокого гипергенного изменения (опоки, окремненные алевролиты и песчаники).

Существенно меняется разрез эоценовых отложений к востоку, в более глубоком погружении Азовского свода. Палеогеновые отложения, и в частности эоценовые, здесь представлены более мощными и полными разрезами. Лишь местами (кагальницкий разрез) устанавливаются следы размывов этих отложений. Слои эоценовых пород большей частью не выходили на дневную поверхность, и контакты между стратиграфическими подразделениями и отдельными седиментационными циклами почти повсеместно имеют рецессивный характер. В отличие от ростовского и каяловского разрезов здесь породы на всю мощность эоценовой толщи свежие, без следов древних гипергенных воздействий.

Как и в более южных разрезах Азово-Кубанской впадины, эоценовые отложения здесь формировались в условиях значительного привноса кластогенного материала речными потоками. Вследствие этого эоценовые слои, особенно в нижних горизонтах, имеют существенно песчаный и алевроит-песчаный состав.

Нижний — средний эоцен (черкесская свита) в зоне Азовского свода распространен повсеместно. Мощность слоев в исследованных разрезах (кагальницкий, мечетинский, целинский и др.) колеблется в пределах 170—370 м.

Весьма значительное увеличение мощности нижней части эоценового разреза объясняется резким погружением Азовской антеклизы на этих участках. Возможно, скважинами захвачено переходное к Тузлов-Маньчскому прогибу северное крыло Азовской антеклизы.

Увеличенные мощности нижней части эоценовой толщи объясняются также преимущественно песчаным и алевроит-песчаным составом пород, формировавшихся в условиях усиленного привноса терригенно-кластогенных масс речной артерией и, по-видимому, морским течением.

От залегающих ниже палеоэоценовых отложений эта толща отбивается достаточно отчетливо. В кагальницком разрезе, на границе между ними, прослеживается небольшая пачка (до 6 м) глауконитов с крупнозернистым глауконитом. В мечетинской скважине эта граница проходит в кровле небольшой пачки (7 м) прочных, сильно окремненных песчаников, возникших в результате существования здесь перерыва между палеоэоценом и эоценом. В разрезе целинской скважины контакт между палеоэоценом и эоценом устанавливается также в кровле небольшой пачки темно-серых, почти черных известковистых песчаных глин (регрессивное обмеление палеоэоценового бассейна).

Верхняя граница этой терригенной толщи проходит в контакте с заметно известковистыми глинами керестинской или даже кумской свиты. Граница между куберлинской и собственно черкесской свитами отбивается неотчетливо.

Мощно представленные пески черкесской свиты, особенно по мечетинскому и целинскому разрезам, в их терригенной части характеризуются хорошо отсортированным, мелкозернистым материалом. Как и вообще на юге Русской платформы, терригенный песчаный мате-

риал кварцевый. Постоянно, в количестве нескольких процентов, присутствует глауконит; обильно, нередко до 10—15 %, содержится цеолит (гейландит). Часто встречаются радиолярии.

Собственно глинистые породы широко представлены в кагальницком разрезе черкесской свиты. Мощная, до 70 м, нижняя толща черкесской свиты сложена преимущественно глинами, меняющимися от слабо до сильно алевритистых; в средней части толщи глины местами переходят в глинистые алевролиты. В мечетинском разрезе алевритистые глины прослеживаются лишь в самой нижней, 12-метровой пачке. В целинском разрезе глины отсутствуют.

Текстура глин заметно слоистая, окраска их зеленовато-серая. Чаше, чем в песчанистых породах, в глинах отмечаются радиолярии и спикулы губок. По термическим данным, глинистые породы показали монтмориллонит-гидролюидный состав.

Слои, относимые к куберлинской свите (кагальницкая, мечетинская скважины), представлены сравнительно тонкоструктурными породами весьма сложного в минералогическом отношении состава. Обычно в них насчитывается до 10—15 % мелкозернистого песчанистого материала; примерно в таких же количествах содержатся терригенные алевритистые элементы. Обильно, до 20—25 %, присутствует цеолит. Механическими анализами установлены в количестве до 20—30 % глинистые элементы (фракции  $< 0,005$  мм). Присутствуют также глобулярный опал, глауконит, сидерит, растительный органоогенный шлам и пр. Подобные породы нами выделяются в особую группу под названием миктолиты (породы смешанного состава). В рассматриваемых разрезах эти породы очень густо пересекаются мелкими, диаметром до 1,5—2 мм, ходами илоядных организмов, ходы заполнены выкристаллизовавшимся цеолитом (рис. 9).

Фауна фораминифер, а также кокколитофориды в терригенной толще встречаются редко. В результате повышенного поступления на данный участок эоценового бассейна пресных речных вод происходило сильное его опреснение, создавшее неблагоприятные условия для развития здесь органоогенного известкового материала. Стратиграфическая принадлежность этой толщи к черкесской и в верхних слоях к куберлинской свитам определяется главным образом на основании ее стратиграфического положения и сопоставления с соседними разрезами Азово-Кубанской впадины.

В рассмотренных выше разрезах (новоминской, выселковский,

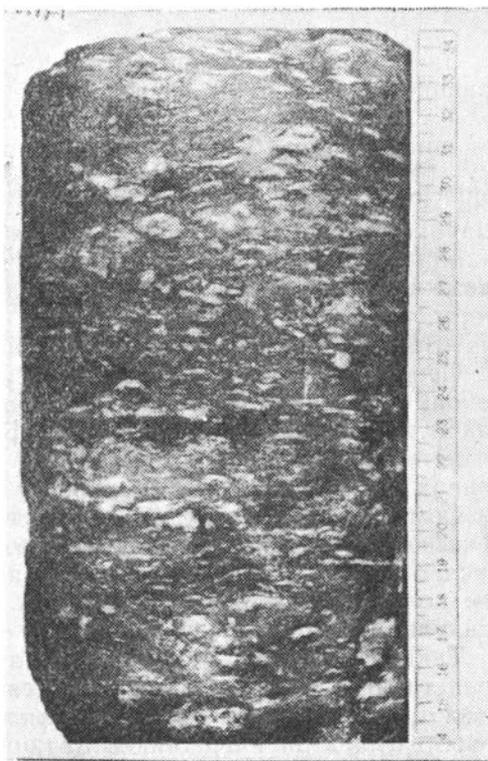


Рис. 9. Миктолит с мелкоихнитовой текстурой (продольный срез керна).

песчанокопский и др.) черкесская и куберлинская свиты представлены также почти исключительно песчанистыми породами.

Верхние горизонты эоценовой толщи (керестинская, кумская, белоглинская свиты) формировались на данной полосе эоценового бассейна в условиях отмирания мощной речной артерии, вносившей в бассейн огромные массы терригенного материала в ниже-среднеэоценовое время. Вследствие этого верхнеэоценовые толщи представлены сравнительно тонкозернистыми, большей частью глинистыми осадками.

Прекращение влияния речной артерии на ход развития гидрологического режима эоценового бассейна открыло в трансгрессивные этапы свободный доступ на данную площадь пелагических вод Тетиса, с которыми проникали известковистые пелагические организмы, особенно кокколитофориды. Как и южнее, в области Азово-Кубанской впадины, здесь осадочные толщи верхнего эоцена в отдельных мощных пачках имеют существенно известковистый, кокколитофовый состав.

Выше мощной толщи черкесско-куберлинских отложений **в кагалыническом разрезе**, по данным циклического анализа и фауны фораминифер, выделяются слои лишь кумской и белоглинской свит (рис. 7). Керестинская свита, как и в соседних, более западных разрезах, здесь, по-видимому, размыва.

Значительной мощности (до 40—50 м) слои кумской свиты, залегающие на зеленовато-серых неизвестковистых миктолитах куберлинской свиты, имеют исключительно глинистый состав. В нижней части (мощностью до 10 м) глины сильно известковистые (карбонатность 8,3—14,5%), кокколитоовые с микрофауной фораминифер. Среди последних установлены *Anomalina acutiformis* Nikit., *Lenticulina micra* Nikit., *Clavulina szaboi* Hantk. и ряд других форм, характерных для зоны *Anomalina acutiformis*. В исследованных нескольких образцах керна из этой скважины среди многочисленных кокколитофоридов установлен ряд форм, типичных для кумской свиты, в частности *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.), *Brachiatus endochinaceus* Schamr. и др.

Средние, более мощные пачки кумской свиты характеризуются зеленовато-серыми, местами чуть буроватыми, менее известковистыми и слабо известковистыми глинами, переходящими кверху в сильно алевроитистые, неизвестковистые глины. По данным М. М. Беляевой, в глинах также содержится микрофауна кумского возраста.

Самая верхняя пачка кумской свиты, мощностью до 7 м, сложена неизвестковистыми, светло-зеленоватыми алевроитами, перемежающимися с сильно алевроитистыми глинами. Алевроиты содержат повышенное количество цеолита. В породах часто встречаются радиолярии и спикулы губок.

Таким образом, кумская свита в литогенетическом отношении представляет собой полный седиментационный цикл. Трансгрессивная фаза цикла сложена достаточно мощными известковистыми, кокколитоовыми глинами. Регрессивный этап цикла выражен здесь неизвестковистыми, сильно алевроитистыми глинами и глинистыми, слабо сцементированными алевроитами.

По сравнению с более западными разрезами (ростовский, каяловский) мощность кумской свиты здесь несколько увеличивается. В предбелоглинское время слои этой свиты не выходили на поверхность и не подвергались размыву и гипергенным воздействиям.

Белоглинская свита, мощностью до 85 м, в литофациальном и литогенетическом отношении также представляет собой полный седиментационный цикл. Нижняя, трансгрессивная фаза цикла, мощностью до 30—35 м, сложена тонкими известковистыми глинами с обильными, хорошей сохранности кокколитофоридами. Карбонатность глин в ниж-

них слоях (интервал 280—270 м) колеблется в пределах 14,7—17%. В верхней части трансгрессивных слоев карбонатность снижается до 2—3%.

Регрессивная мощная серия слоев (до 50—55 м) сложена зеленоватыми, местами буроватыми радиоляриево-диатомовыми глинами, переходящими кверху в хорошо отсортированные, мелко-и среднезернистые цеолитизированные пески. Породы известковистые или почти известковистые; лишь изредка в них наблюдаются кокколитофориды.

В известковистых глинах трансгрессивной серии слоев определена достаточно богатая микрофауна фораминифер зоны *Marginulina behmi*, что позволяет определять эту толщу белоглинской свитой.

Контакт между белоглинской свитой и залегающими выше олигоценовыми слоями (майкопская серия) достаточно отчетливый. Он устанавливается, как и вообще в полосе Азово-Кубанской впадины, на основании появления резко торфянистых темно-шоколадных и шоколадно-черных глин и песков, характерных для низов майкопской серии.

Весьма существенно изменяется разрез верхнеэоценовых отложений в районе **станции Мечетинской**. Здесь достаточно хорошо выражена керестинская свита верхнего эоцена, хотя и значительно размытая в верхних слоях. Также оказалась сильно размытой белоглинская свита.

Залегающая на миктолитовых породах черкесско-куберлинской серии слоев (глубина 492 м) керестинская свита сложена пачкой хорошо отдифференцированных глин, мощностью до 19—20 м. Глины зеленовато-серые, сильно известковистые. Известковистый материал представлен преимущественно кокколитофоридами, в основном очень хорошей сохранности, как и вообще в глинистых породах. Лишь вблизи контакта с залегающими выше породами кумской свиты кокколитофориды большей частью уничтожены. В этих же приконтактных слоях заметно окислен встречающийся в глинах глауконит.

Пачка этих известковистых, кокколитовых глин, несомненно, должна рассматриваться в качестве трансгрессивных осадков седиментационного цикла. Регрессивные осадки керестинского седиментационного цикла здесь, по-видимому, размывы, на что указывают некоторые изменения пород в приконтактной зоне (окисленный глауконит, разрушение кокколитофоридов).

Керестинский возраст данной пачки пород определяется ее стратиграфическим положением и циклическим анализом. Предшествующими исследователями (Ю. П. Никитина, М. М. Беляева) в составе этих глинистых, сильно известковистых пород определен характерный для керестинской свиты комплекс фораминифер: *Spiroplectammina carinatiformis* Moros., *Listerella subbotinae* Nikit., *Acarinina crassaformis* Subb., *A. rotundimarginata* Subb., *A. rugosoaculeata* Subb. и др.

Типично выражена в мечетинском разрезе верхнего эоцена кумская свита и кумский седиментационный цикл. В нижней части свита сложена мягкими мелоподобными известняками, мощностью до 10—12 м. Они составлены преимущественно кокколитофоридами, чаще всего плохой сохранности. Изредка в известняках наблюдаются мелкие конкреции фосфорита. Карбонатность известняков в средней части пачки достигает 72,6%.

Верхняя часть кумской свиты представлена пачкой (мощностью до 25 м) зеленовато-серых, местами буроватых, тонкослоистых глин. Глины в нижних слоях сильно известковистые, кокколитовые. Кверху они приобретают сильно алевролитистый характер, и известковый материал в них почти исчезает; на границе с белоглинской свитой глины становятся неизвестковистыми.

Неизвестковистые глины верхней части кумской свиты следует рассматривать в качестве регрессивных осадков цикла. Залегающая в основании свиты пачка мелоподобных кокколитовых известняков формировалась в начальную фазу трансгрессии после некоторого перерыва в осадкообразовании. В результате последнего были размыты верхние, регрессивные слои керестинской свиты.

Е. К. Федоренко и В. Л. Самойлович для одной из мечетинских скважин в рассматриваемых слоях отмечают комплекс фораминифер, типичных для кумской свиты северной полосы Азово-Кубанской впадины: *Spiroplectamina vislovensis* Nikit., *Marginulina glabra* Orb., *Anomalina acutiformis* Nikit., *Bolivina nicopolensis* Nikit. и др.

Характерным для кумской свиты является местами буроватая окраска глинистых пород, прослеживающихся в средней части свиты. Как и в ряде других мест, буроватая окраска обусловлена остатками сине-зеленых водорослей.

Белоглинская свита мечетинского разреза, в отличие от кагальницкого, сильно размыта и представлена лишь нижней, трансгрессивной серией осадков. Мощность ее здесь не превышает 25—30 м. Она сложена, как и в других разрезах, почти однородными тонкослоистыми зеленовато-серыми глинами. Глины сильно известковистые, кокколитовые с богатым комплексом фораминифер, характерных для зоны *Marginulina behmi*.

Верхний контакт свиты литологически очень резкий. Как и в других разрезах данной территории, выше белоглинских пород залегает толща неизвестковистых глин и песков майкопской серии. В основании, на контакте с белоглинской свитой, глины сильно обогащены органическим растительным материалом и имеют темно-серую и черную окраску.

В более восточном, **целинском разрезе** также с достаточным обоснованием выделяются лишь кумские и белоглинские слои. Керестинская и куберлинская свиты здесь, по-видимому, размыты. Залегающая ниже мощная толща песков и алевролитов полностью должна быть отнесена к черкесской свите. На границе с кумскими мелоподобными кокколитовыми известняками песчаники и алевролиты местами сильно окремнены, что указывает на существование в предкумское время длительного перерыва и размыва нижних горизонтов верхнего эоцена.

Отчетливо выделяются в целинском разрезе слои кумской свиты, общей мощностью несколько более 30 м. Они представлены тремя литологически различными пачками пород. Более мелководная, нижняя пачка (мощностью до 7 м), связанная своим формированием с начальным этапом трансгрессии, сложена типичными мелоподобными кокколитовыми известняками. Окраска их светло-серая, в сухом состоянии белая. В известняках наблюдаются чешуя рыб и выделения пирита. Среди кокколитов часто встречаются *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.), *Cribrosus ellipticus* (Lasar.), *Brachiatus endoechinaceus* Schamr. и ряд других форм, характерных для кумской свиты.

Средняя пачка, мощностью до 11 м, сложена тонкослоистыми зеленовато-серыми, местами чуть буроватыми глинами. Породы сильно известковистые, что обусловлено главным образом кокколитофоридами. Последние представлены теми же формами, что и в подстилающей пачке мелоподобных кокколитовых известняков. Буроватую окраску глинам придают часто встречающиеся остатки сине-зеленых водорослей. Нередко в глинах наблюдаются остатки рыб, чаще всего чешуя, иногда очень крупная.

Верхняя пачка кумской свиты сложена мелкозернистыми, в терригенной части хороше отсортированными песками. Пески заметно

глауконитизированные; тонкий глиноподобный материал этих пород представлен главным образом цеолитом, присутствие которого обуславливает некоторую цементацию песков. Известковый материал в песках отсутствует.

Более мощно, до 60—65 м, в целинском разрезе залегает белоглинская свита. Нижняя, 15-метровая пачка свиты сложена сильно известковистыми, кокколитовыми, местами песчанистыми глинами светло-серой с зеленоватым оттенком окраски. При высыхании глины становятся почти белыми.

Средняя, более мощная (до 30 м) пачка имеет также чисто глинистый состав. Глины хорошо отдифференцированные, тонкослоистые и микрослоистые, синевато-и зеленовато-серые. В нижней части они заметно известковистые; кверху слабо известковистые и неизвестковистые. В глинах изредка наблюдаются обломки фауны.

Известковый материал, как и в нижней пачке, представлен преимущественно кокколитофоридами, среди которых очень часто встречаются типичные для белоглинской свиты формы: *Homomorphus trinicellus* (Schamg. et Lasar.), *Cuneatus simplex* Schamg. и др.

Верхняя пачка белоглинской свиты в этом разрезе сложена неизвестковистыми глинами регрессивного этапа формирования белоглинского седиментационного цикла. Глины слоистые, песчанистые, с обломками фауны и чешуйками рыб.

В верхнем контакте, на глубине 526 м, эти глины резко переходят в породы майкопской серии. Последние начинаются здесь черными неизвестковистыми, песчанистыми, сильно гумусированными глинами с прослойками песков.

Таким образом, мощные эоценовые отложения северной части Азово-Кубанской впадины и Азовской антеклизы в общем построены по единому литогенетическому плану, обусловленному периодическими геотектоническими колебательными движениями и трансгрессивно-регрессивными изменениями эоценового бассейна. Следствием этого явилось строго ритмическое строение эоценовой толщи с хорошо выделяющимися циклами на всей рассматриваемой территории. С этими же циклами достаточно отчетливо увязываются и стратиграфические подразделения эоценовой толщи на данной территории.

Совпадение стратиграфических подразделений с циклическими седиментационными комплексами позволяет определять эти подразделения в качестве отдельных свит эоценовой толщи (белоглинская, кумская и др.).

Тектонические импульсы и трансгрессивно-регрессивные изменения эоценового бассейна на отдельных участках рассматриваемой территории оказывали различное влияние. В зоне Азово-Кубанской впадины в результате этих импульсов достаточно резко и закономерно менялись гидродинамические и гидрохимические условия, температурный режим и глубины бассейна, значения континентальных воздействий и привноса в бассейн пресных вод и терригенных осадочных масс. Однако в течение почти всего эоценового времени бассейн на данной территории не осушался, и контакты между отдельными седиментационными циклами и стратиграфическими подразделениями имеют большей частью ретрессивный характер.

Совершенно иная обстановка создавалась в полосе Азовской антеклизы, особенно в ее сводовой части. Как видно из приведенного материала, эоценовый бассейн в различные отрезки времени претерпевал здесь на отдельных участках резкое обмеление или полное осушение. Отдельные слои эоценовой толщи подвергались глубоким гипергенным изменениям или полностью уничтожались древней эрозией.

По своим литофаціальным условиям формирования эоценовые отложения Азовского свода близко напоминают эоцен восточного погружения Донбасса.

### ОЛИГОЦЕН (МАЙКОПСКАЯ СЕРИЯ)

Мощно представленная толща отложений майкопской серии по возрасту захватывает олигоценовое и частью (верхний майкоп) миоценовое время. В качестве нижней границы майкопской толщ на территории Азово-Кубанской впадины и Азовской антеклизы большинство геологов совершенно обоснованно принимает пачку сильно углистых темно-серых и шоколадно-черных, алевроит-песчанистых глин, залегающих на нормальных морских отложениях верхнего эоцена. В верхнем контакте обычно залегают заметно известковистые, охарактеризованные фауной породы неогена, начиная от чокракских слоев и кончая сарматскими отложениями.

Слои майкопской серии почти на всю их мощность сложены неизвестковистыми породами. Отчасти это объясняется особыми гидрохимическими условиями, существовавшими в майкопском бассейне, особенно в диагенетически изменявшихся илах. В бассейн вместе с терригенными массами поступали огромные количества растительного материала, обуславливавшие восстановительные процессы в илах и тем самым устранявшие возможность образования известкового материала (Ю. А. Пряхина, 1958; Н. М. Страхов, 1962). Угристо-растительный материал еще и сейчас содержится в майкопских породах нередко в весьма повышенных количествах. Несомненно, в свежих, неизмененных илах его было намного больше. Это доказывается обычно очень высокими содержаниями в слоях майкопской толщ сидерита и особенно сульфидно-железистых минералов, на образование которых в стадию диагенетического преобразования осадков было израсходовано большое количество органического вещества.

По-видимому, в майкопский бассейн был затруднен доступ океанических вод и тем самым, в отличие от эоценового бассейна, полностью прекратилось поступление известкового пелагического материала. Как отмечалось в свое время В. В. Белоусовым (1938—1940), в области Кавказа в майкопский век начались усиленные положительные тектонические движения, в результате которых мог возникнуть барьер, изолировавший майкопский бассейн.

Вместе с тем, несмотря на отсутствие органогенного известкового материала, появление или исчезновение которого для эоценовых отложений являлось признаком их циклического строения, в составе майкопской толщ на территории исследованной части Азово-Кубанской впадины также хорошо выделяется несколько седиментационных циклов (рис. 10). Циклический характер майкопской толщ, обусловленный геотектоническими причинами, вещественно и фациально проявляется в виде закономерной повторяемости различных пород — от типично мелководно-прибрежных и местами даже субаквально-континентальных до типично морских (открытого моря).

В отличие от эоценовых отложений, здесь в качестве важного вещественного признака циклического строения толщ выступают углисто-растительные массы с их количественными изменениями. Резкие возрастания количеств углисто-растительного материала в некоторых слоях или почти полное исчезновение его, безусловно, указывает на обмеление бассейна или, соответственно, на его последующие углубления. Такого типа циклические проявления хорошо выражены в некоторых угленосных бассейнах.

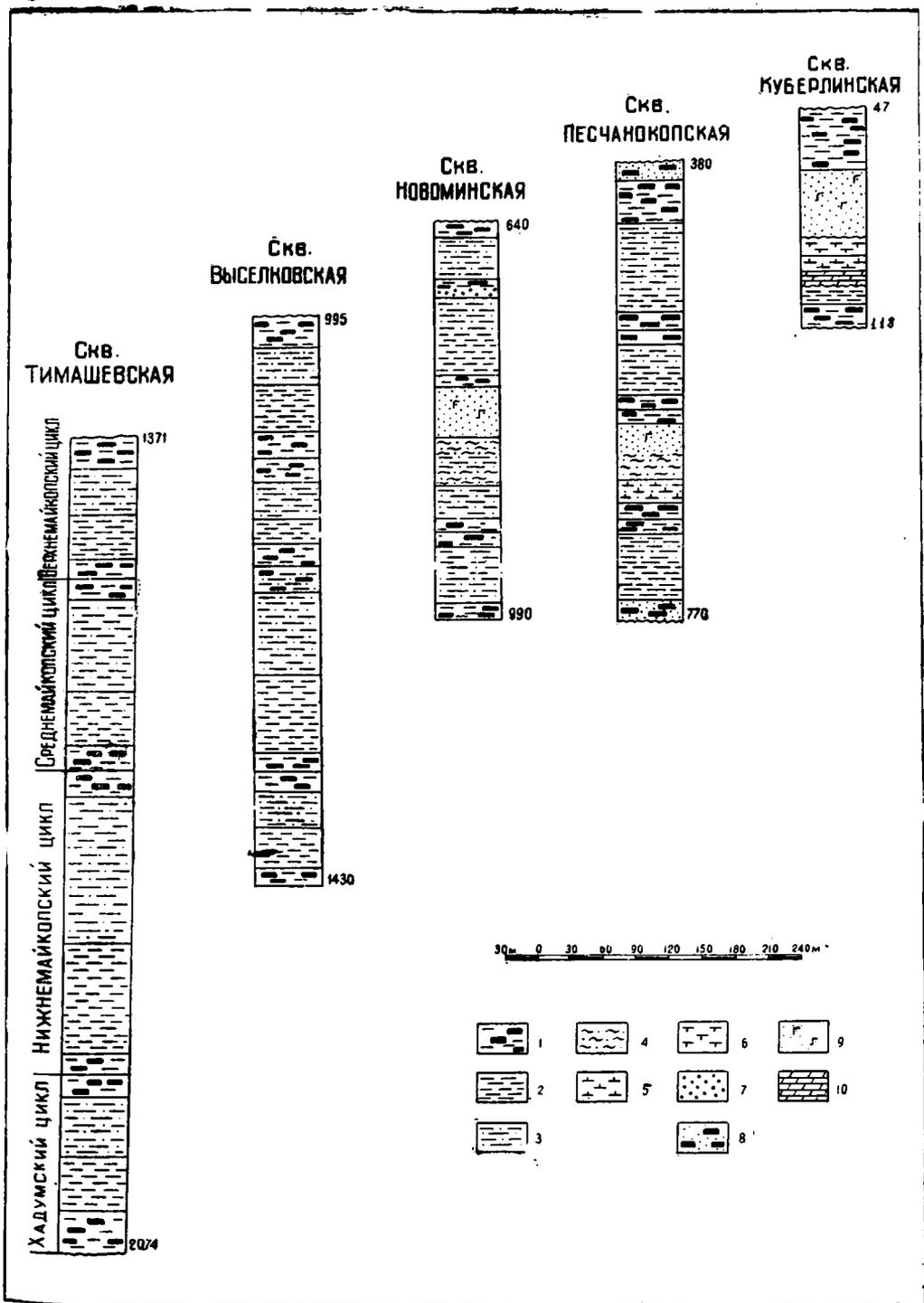


Рис. 10. Разрезы майкопской толщи Азово-Кубанской впадины и восточного погружения Донбасса:

1 — глины углистые; 2 — глины отдифференцированные; 3 — глины алевритистые; 4 — алевриты песчаные; 5 — глины известковистые; 6 — глины опоковидные; 7 — песок крупнозернистый, гастролитный; 8 — песок мелкозернистый, углистый; 9 — песок мелкозернистый, глауконитизированный; 10 — известняк мелоподобный, кокколитовый.

В наиболее мощных разрезах (тимашевский, выселковский, песчанокопский) устанавливается до четырех подобных седиментационных циклов, в общем совпадающих с существующими стратиграфическими подразделениями толщи. В направлении к северу с уменьшением мощностей майкопской толщи (табл. 12) ее верхние циклы выпадают из разреза, как выпадают и верхние стратиграфические подразделы.

Мощности и глубины залегания олигоценых отложений на территории Азово-Кубанской впадины претерпевают, по существу, те же изменения, что и подстилающие их толщи эоцена и палеоцена. Резкое увеличение мощностей и глубин в общем происходит с севера на юг или даже на юго-запад (табл. 12). Это свидетельствует о том, что процесс формирования Азово-Кубанской впадины оставался неизменным и происходил в том же едином тектоническом плане, что и в эоценовое время.

По-видимому, в олигоцене также не произошло существенных изменений в размещении континентальных участков и областей терригенного сноса, а также в положении крупных водных потоков, привносивших терригенный материал в олигоценый бассейн. Один из таких водных континентальных потоков намечается значительно восточнее Донбасса. Этот поток обусловил в восточных районах Азово-Кубанской впадины формирование мощных кластогенных накоплений, особенно в низах олигоцена. Действовал, вероятно, также крупный водный поток, привносивший терригенный материал с северо-запада и обусловивший некоторое укрупнение материала в юго-западных разрезах олигоцена. Существованием этих двух основных континентальных водных потоков объясняются резкие изменения в терригенно-минералогических комплексах различных разрезов олигоцена.

\* \* \*

Переходя к конкретному, более детальному описанию толщи майкопских отложений, можно отметить, что на площадях Азово-Кубанской впадины и Азовской антеклизы они выдерживаются в своем общем и характерном для майкопской серии литологическом облике. Как и на других территориях (Крым, Северный Кавказ, Прикаспий и др.), здесь мощные слои имеют существенно глинистый состав с характерными и специфическими признаками, хотя и меняющимися по разрезу толщи (окраска глинистых пород, их текстуры и структуры, аутигенный и органогенные примеси и пр.).

Вместе с тем здесь наряду с чисто глинистыми породами в некоторых частях майкопского разреза существенное значение приобретают почти чисто кластогенные породы.

В общем, породы майкопской толщи в различных частях разрезов и на различных участках рассматриваемой территории оказались не совсем однородными. Среди них, главным образом на основании структурных и отчасти минералогических данных, оказалось возможным выделить несколько основных групп.

**А.** Песчаники-рыхляки мелкозернистые, алевроит-глинистые, глауконитизированные. В песчанокопском и новоминском разрезах, а также на северо-востоке Приазовья они слагают мощные пачки слоев в сред-

Т а б л и ц а 12  
Глубина залегания и мощность майкопских отложений Азово-Кубанской впадины, м

Разрез	Нижняя граница	Верхняя граница	Мощность
Катонский	340	250	90
Ейский	496	415	81
Тимашевский	2074	1371	703
Новоминской	990	640	350
Выселковский	1430	995	435
Песчанокопский	770	380	390

нем майкопе. Небольшие слои и прослои этих пород прослеживаются также в нижнем и верхнем горизонтах майкопской толщи. В более южных разрезах (выселковский, тимашевский) они отсутствуют.

Обычно эти породы очень слабо сцементированные (рыхляки), зеленовато-серой, зеленой, иногда буровой окраски. Текстуры их большей частью заметно слоистые, что чаще всего обусловлено наличием тонких прослоев глины.

Основным структурным элементом данного типа пород является мелкопесчанистый материал с максимальным размером зерен 0,15—0,20 мм. Механические анализы образцов показали содержание мелкопесчанистых фракций (0,25—0,05 мм) до 42—47% (табл. 13). Значительное место занимают алевритистые и глинистые элементы, что указывает на сравнительно слабую отсортированность кластогенного материала.

По составу алеврит-песчанистый материал (легкие фракции) преимущественно кварцевый, но в некоторых слоях присутствует заметное количество, нередко до 15—20%, глауконита. В результате этого породы характеризуются зеленоватой и местами интенсивно зеленой окраской. В отдельных слоях вместе с глауконитом содержится сидерит, представленный большей частью очень тонкими частичками.

Полевые шпаты, как и вообще для палеогеновых пород, имеют весьма подчиненное значение, и обычно количество их в легких фракциях не превышает нескольких процентов. Очень редко в виде чешуек наблюдается слюда.

Тонкодисперсная масса составлена отчасти обломочным пелитовым материалом, отчасти чешуйчатым глинистым веществом. Последнее сконцентрировано в отдельных сгустках, характеризующихся однозначной ориентировкой в них чешуйчатых глинистых частичек, в результате чего сгустки имеют пучковидный облик под микроскопом. Сгустковый характер глинистого материала, по-видимому, служит указанием на то, что коагуляция глинистого вещества происходила во взвешенном состоянии, возможно, в путях миграции. В составе тонкодисперсных масс этих пород заметен глобулярный опал и палочкообразные частицы цеолита.

Присутствие в разрезах майкопской толщи мощных песчанистых накоплений указывает на то, что формирование толщи на данной территории происходило в приустьевых зонах крупной речной артерии или даже нескольких речных потоков, впадавших в майкопский бассейн.

Слабая отсортированность терригенных масс, наличие в песчанистых пачках глинистых прослоев, как и присутствие в составе глинистых пачек песчанистых прослоев, позволяет литогенетически относить значительную часть майкопской толщи к фациям подводной дельтовой равнины, особенно в наиболее северной зоне Азово-Кубанской впадины. Интересно отметить, что по степени отсортированности и структурным особенностям рассматриваемые породы мало отличаются от современных осадков подводной дельтовой равнины реки Волги (М. В. Кленова, 1948).

Привнос терригенного материала речными потоками, несомненно, происходил с севера, на это указывает отсутствие подобных песчанистых и алеврит-песчанистых пород в более южных разрезах майкопской толщи (выселковский, тимашевский и др.).

**Б.** Алевролиты-рыхляки глинистые. Как и отмеченные выше песчанистые породы, алевролиты также характеризуются сравнительно слабой цементацией. Они легко растираются пальцами и заметно размокают в воде. Известковый материал в них отсутствует.

Преобладающим структурным элементом пород является алеври-

тистый материал, с максимальными размерами зерен 0,06—0,07 мм. Лишь местами среди терригенно-обломочного, алевритистого материала встречаются песчаные элементы с размером зерен 0,12 мм.

Содержание алевритистого и отчасти песчаного материала в различных слоях колеблется в пределах 47—60% (табл. 13). Остальная породообразующая масса составлена более тонкими глинистыми и обломочно-пелитовыми элементами. Первые из них, как и в песчаных породах, представлены большей частью мелкими, изолированными сгустками с пучковидной текстурой.

Минералогически терригенно-обломочный материал имеет также преимущественно кварцевый состав. В небольшом количестве, до 5—6%, присутствуют полевые шпаты: ортоклаз, кислые плагиоклазы и реже микроклин. Зерна полевых шпатов обычно достаточно свежие.

В заметных количествах в алевролитах присутствует слюда. В песчаных разностях алевролитов содержится до 3—4% глауконита, иногда в достаточно крупных автохтонных зернах, постоянно присутствует пирит, наблюдаются спикулы губок и радиолярий. Нередко по ним образованы псевдоморфозы пирита.

Как и песчаные породы, алевролиты в некоторых пачках часто переслаиваются с алевритистыми глинами, особенно в песчанокопском разрезе, что является характерным признаком литофаций морского приустьевого формирования.

**В.** Песок крупнозернистый и грубозернистый, гастролитный. Собственно, подобные грубоструктурные породы, как таковые, в исследованных разрезах отсутствуют. Грубозернистый песок, с размерами зерен до 1,0—1,5 мм, содержится в глинистых или алевритистых породах лишь в качестве рассеянного материала. Нередко он концентрируется в породах в виде небольших, неправильной формы гнезд размером 20—30 мм.

По составу песок преимущественно кварцевый, чаще всего с хорошо окатанными и даже полированными зернами. Нередко наблюдаются также хорошо окатанные зерна глауконита и фосфорита. Изредка заметны сильно ошлифованные остатки зубов рыб.

Возникновение этих своеобразных концентраций крупнозернистого и грубозернистого, хорошо ошлифованного материала, по-видимому, следует связывать с жизнедеятельностью водоплавающих птиц, приносивших этот материал из каких-то удаленных районов и оставлявших его в осадках в виде гастролитного материала. Возникновение среди очень тонких глинистых осадков гнезд грубозернистого материала вряд ли можно объяснить действием гидродинамических факторов, хотя обстановка, в какой накопились пески, имела мелководный, возможно, лагунный характер (что доказывается сильно торфянистым составом темных, почти черных алеврит-песчаных глин, вмещающих эти пески).

Рассматриваемые слои с включениями гастролитного материала заслуживают внимания в качестве маркирующего горизонта для нижних частей верхнего майкопа. В песчанокопском разрезе подобные породы вскрыты в интервале 470—450 м; новоминской скважиной они достигнуты на глубине 745—730 м.

**Глинистые породы майкопской толщи.** В разрезах северного крыла Азово-Кубанской впадины и Азовской антеклизы (ейский, новоминской, песчанокопский и другие разрезы) глинистые породы в майкопской толще составляют до 70% ее мощности. Почти исключительно глинистыми породами сложена майкопская толща в выселковском и тимашевском разрезах. Однако и на эти, более южные участки Азово-Кубанской впадины кластогенный материал, хотя и сравнительно мелкий,

## Механический состав майкопских пород новоминского и песчанокопского разрезов, %

Разрез	Глубина, м	Фракция, мм						Порода
		>0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005	
Новоминский	960	—	6,7	9,8	11,1	23,8	48,6	Глина темно-коричневая
	943	0,5	3,6	13,0	37,3	18,4	27,2	Алеврит глинистый
	900	—	1,5	7,4	18,6	10,6	61,9	Глина алевритистая
	845	0,7	2,9	18,2	41,3	15,5	21,4	Алеврит глинистый
	820	1,4	29,0	32,5	15,3	7,2	14,6	Песчаник-рыхляк
	730	14,8	6,5	6,9	8,2	11,4	52,2	Глина с гастролитным песком
Песчанокопский	770	0,8	12,5	32,8	23,2	16,1	14,6	Песчаник
	760	—	3,1	13,7	16,9	12,1	54,2	Глина
	725	1,5	5,8	18,1	31,6	23,3	19,7	Алеврит
	675	0,2	11,5	14,6	27,1	28,7	17,9	Алеврит
	660	0,7	29,4	26,6	19,0	9,1	15,2	Песчаник
	575	—	3,1	7,0	8,0	21,4	60,5	Глина
	460	2,6	1,8	5,3	12,5	19,4	58,4	Глина
	400	—	26,9	19,2	16,5	16,0	21,4	Песчаник

доставлялся вместе с глинистыми массами в достаточно заметных количествах. Поэтому почти всегда глинистые породы как на северных, так и на южных участках имеют в большей или меньшей мере алевритистый характер. В частности, на южные участки, значительно удаленные от устьев речных артерий, в заметных количествах привносился слюдястый материал, которому, как известно, вообще свойственны повышенная транспортабельность и миграционная способность.

По-видимому, также с континента привносились на эти участки майкопского бассейна органогенные растительные массы, содержащиеся в некоторых глинистых горизонтах в повышенных количествах.

Речные потоки с их меняющимся режимом, обусловленным геотектоническими и, возможно, климатическими причинами, с их перемещающимися руслами и устьями являлись наряду с чисто морскими гидрхимическими условиями важным фактором в формировании не только кластогенных, но и глинистых пород майкопской толщи. Меняющиеся количества алевритистых и алеврит-песчанистых примесей и органогенного растительного материала в глинистых породах, их текстурно-структурные особенности и даже комплексы глинистых и чисто морских аутигенных минералов в большей или меньшей степени обуславливались влиянием речных потоков.

Несомненно также, что изменение характера осадочных, в частности глинистых, масс майкопской толщи происходило под воздействием тектонических колебательных импульсов, вызывавших углубление или обмеление бассейна, его трансгрессивное расширение или регрессивное сокращение. Последнее в северном крыле Азово-Кубанской впадины и в области восточного погружения Донбасса обуславливалось в значительной степени также чисто экзогенным фактором: бассейн в его кра-

евых частях заполнялся терригенными осадочными массами, привносимыми речными потоками.

В общем в исследованных разрезах майкопской толщи, формировавшейся в различных литогенетических условиях, породы, и в частности их глинистые представители, оказались весьма неоднотипными. Среди них по фациальным, текстурно-структурным и минералогическим данным можно выделить ряд групп, заметно отличающихся друг от друга.

Хорошо выделяются глины с повышенным содержанием в них кластогенных алеврит-песчанистых примесей. Подобные глины меняются от сильно алеврит-песчанистых, до слабо алевритистых. Обычно в них отмечаются значительные количества слюды.

Широко распространены в разрезах майкопской толщи тонкие, хорошо отдифференцированные глины. Светлые и зеленовато-серые глины этого типа обычно имеют тонкослоистую и микрослоистую листоватую текстуру, хорошо устанавливающуюся при размачивании глин и под микроскопом, в нормальных к наслоению шлифах. Структура глин чешуйчатая, чешуйки ориентированы базисом строго в плоскостях наслоения. Мелкий алевритистый материал встречается сравнительно редко; его поступление, возможно, связано с эоловым привносом.

Следует считать, по-видимому, что формирование глин происходило здесь в условиях максимальных расширений майкопских трансгрессий и отодвигания далеко на север устья речной артерии, вносившей в бассейн более грубый терригенный материал.

Большое значение в составе глин, как, собственно, и всех остальных пород майкопской толщи, на исследованной территории имеют органогенные растительные массы. Они содержатся во всех слоях и во всех породах толщи, но в некоторых пачках их содержание резко возрастает. На основании этого в составе майкопской толщи можно выделить третий тип глинистых пород — углистый.

Формирование пачек и горизонтов пород, обогащенных растительным углистым материалом, можно объяснить резко повышенными поступлениями этого материала в майкопский бассейн в отдельные отрезки майкопского времени. Как отмечалось ранее (И. А. Шамрай, 1958, 1959), источником растительных масс являлись заболоченные пространства обширной гумидной области, располагавшейся к северу и северо-востоку от современной полосы распространения майкопских отложений.

В настоящее время отдельные фрагменты этой гумидной области сохранились в виде крупных третичных угольных месторождений Западного и Южного Урала (Южноуральский бурогольный бассейн), северного Приаралья и др. В литературе возраст данных месторождений в свое время определялся как миоценовый. Основанием для этого послужили флористические исследования, выполненные А. Н. Криштофовичем (1938). Также миоценовым возрастом месторождения датировались на основании присутствия в углях пыльцы *Pterocarya* В. И. Громовым (1940). По его данным, эта форма появляется лишь с миоцена. Однако исследования В. В. Лаврова (1949), а затем А. Л. Яншина (1953) показали, что возраст третичных угленосных отложений Башкирского и Южного Приуралья следует понизить до олигоцена.

Согласно В. В. Лаврову, спорово-пыльцевой спектр этих угленосных отложений чрезвычайно близок спорово-пыльцевому спектру угленосной фации индикатериевой свиты олигоцена. Это же подтверждается исследованиями А. Л. Яншина. По его данным, пыльца *Pterocarya* уже значительно распространена в угленосных накоплениях индикатериевой свиты среднего олигоцена Арало-Тургайской низменно-

сти, а в чограйской свите верхнего олигоцена найдены даже отпечатки листьев *Pterocarya costanifolia*.

Приведенные данные с достаточной уверенностью позволяют заключить, что майкопские отложения северной части майкопского бассейна одного возраста с угленосными накоплениями широкой полосы Западного и Южного Приуралья. Иначе говоря, майкопский бассейн в его северных и северо-восточных берегах действительно ограничивался широкими заболоченными пространствами, которые представляли огромные массы органического материала, обогащавшего осадки майкопского бассейна. По-видимому, данная гумидная провинция простиралась далеко на запад и северо-запад. Некоторые бурогольные месторождения Украины датируются также олигоценовым возрастом.

Огромнейшие массы этого, по существу, углистого материала в отложениях майкопской толщи имеют такое же происхождение, как и углистый материал, содержащийся в угленосных свитах, например в аргиллитах Донбасса и других бассейнов и месторождений. Мощные, обычно темные каменноугольные аргиллиты и алевролиты в Донбассе обогащались органическим материалом, главным образом за счет поступления последнего в морской водоем из окружающих заболоченных пространств.

Особенно резко возрастало поступление органогенных растительных масс в этапы максимальных регрессивных сокращений майкопского бассейна и в самые начальные фазы последующих трансгрессий. Вызванные тектоническими колебательными движениями регрессивные сокращения бассейна и его обмеления сопровождалась на очень широких пространствах возникновением прибрежных низинных заболачивающихся зон. Продвигаясь и расширяясь вслед за отступающим бассейном, они являлись мощным источником органогенных масс, поступающих в бассейн. Заболачивание и усиленное развитие болотной растительности, видимо, происходило и на больших обмелевших участках самого майкопского бассейна в его регрессивные стадии и самые начальные этапы трансгрессий.

В последующем, в связи с расширением трансгрессий и трансгрессивными углублениями бассейна, фации болот отодвигались далеко на север, и поступление органических растительных масс на рассматриваемые участки майкопского бассейна резко сокращалось. В трансгрессивные отрезки времени здесь происходило формирование хорошо дифференцированных глинистых осадков с пониженным содержанием органического материала.

Таким образом, становится очевидным, что периодические смены двух различных глинистых типов пород являются отражением смен трансгрессивных и регрессивных этапов развития майкопского бассейна. Не вызывает сомнения, что они, в свою очередь, являются следствием геотектонических колебательных импульсов, проявлявшихся на данной территории в майкопское время.

В разрезе толщи северного крыла Азово-Кубанской впадины прослеживаются три или четыре подобных, большей или меньшей мощности, горизонта пород, обогащенных органическим материалом (регрессивные осадки). Выделяются также три или четыре горизонта трансгрессивных, чисто морских осадков с низким содержанием органического вещества, что позволяет в разрезе толщи совершенно реально устанавливать соответственно три или четыре литогенетических седиментационных цикла осадкообразования. В северной полосе рассматриваемой территории четвертый, верхний цикл не выделяется; по-видимому, верхнемайкопская трансгрессия не достигала этой полосы. Верхнемай-

копские отложения выклиниваются несколько южнее, что отмечается и Ю. П. Никитиной (1962).

Исследования органического материала показали, что значительная часть углистого вещества в глинах — это типичный буроуглистый шлам большей или меньшей дисперсности. Прозрачные или полупрозрачные сближки углистого материала представлены типичным клеточным лигнитом. Часто встречается пыльца растений, изучавшаяся для ряда разрезов соседних площадей Л. А. Козяр (1959), В. А. Гроссгеймом и А. Н. Гладковой (1953). Микроскопические подсчеты растительного материала в глинах показали значительные количественные колебания; нередко в наиболее густо окрашенных разностях глин его содержится 5—8%. Однако углисто-растительный шлам составляет лишь часть органической массы, содержащейся в глинах. Значительные ее количества представлены тонкодисперсным коллоидальным веществом, типа измененных и в большей или меньшей степени углефицированных гуминовых соединений. Черная и шоколадно-буроватая окраска глин обусловлена главным образом коллоидным органическим веществом, густо пропитывающим глинистую массу этих пород. Водная вытяжка обычно темно-коричневая.

В некоторых горизонтах породы этого типа переходят в горючие сланцы. Например, хорошо загорается в пламени спиртовки и горит светлым некоптящим пламенем коричневато-черная порода, залегающая на глубине 1170—1165 м в выселковском разрезе; в новоминском разрезе подобная порода установлена в интервале 745—740 м. Содержание  $S_{орг}$  в этих породах достигает 16,3%. Достаточно большими количествами  $S_{орг}$  (в пределах 4,6—7,1%) характеризуются темно-окрашенные породы и в других горизонтах майкопской толщи.

Присутствие растительной органики объясняет нередко высокое содержание в глинах сульфидов железа (марказита и пирита). В некоторых слоях верхнего майкопа эти минералы составляют 10—15%. Минералы представлены псевдоморфозами по растительным остаткам, тонкими шаровидными сростками и рассеянными массами.

Присутствует также сидерит, но его значительно меньше по сравнению с сульфидными минералами, особенно в слоях верхнего майкопа. Сидерит встречается в основном в виде очень тонких рассеянных чешуек и реже тонкоструктурных сростков, в нижних слоях верхнего майкопа — в виде мелких конкреций.

Из других аутигенных минералов следует отметить глауконит. Однако он здесь присутствует почти исключительно в алеврит-песчанистых прослойках и присыпках.

К регрессивному типу горных пород майкопской толщи нужно отнести и отмечавшиеся выше чисто кластогенные песчанистые и алеврит-песчанистые породы и алеврит-песчанистые глины. Однако эти разности пород с повышенными содержаниями кластогенного алеврит-песчанистого материала в исследованных разрезах обычно залегают несколько ниже обогащенных органическим материалом слоев.

Типично морские трансгрессивные отложения, формировавшиеся в значительном удалении от берегов бассейна, особенно мощное развитие получили в среднем и отчасти в нижнем майкопе. Одним из характерных визуальных признаков, отличающих эти отложения от регрессивного комплекса пород, является их более светлая окраска, меняющаяся от светло-серой до серой с почти постоянным зеленоватым оттенком. Более светлые тона окраски этих пород обусловлены главным образом резко уменьшенными содержаниями в них органического материала, поступление которого в трансгрессивные фазы развития бассейна сильно сокращалось. В эти же фазы в результате более замедлен-

ного накопления осадков происходило и его усиленное диагенетическое разложение.

Признаком весьма замедленного накопления осадков в трансгрессивные этапы существования бассейна являются хорошо выраженные в некоторых горизонтах тонкослоистые и микрослоистые текстуры глинистых пород. На это же указывают зеленоватые тона окраски глинистых пород и глинистых минералов. Поступавшие в бассейн массы железа не только трансформировались в сульфидные и карбонатные минералы, но и в значительной части связывались с глинистыми минералами. Здесь наравне с другими условиями гидрохимического порядка фактор времени также имел весьма существенное значение.

Глинистые породы (отмечавшийся второй тип глин) трансгрессивного комплекса большей частью значительно отдифференцированы, особенно в более южных разрезах. В некоторых мощных пачках глин среднего майкопа почти полностью отсутствуют кластогенные алевроитовые и алевроит-песчанитовые примеси.

Постоянно в глинах содержатся сульфидно-железистые и карбонатно-железистые минералы. Часто встречаются радиолярии. Всегда в небольших количествах присутствуют глауконит и цеолит. Наконец, почти постоянно в зеленовато-серых глинах трансгрессивных серий, как, собственно, и в их темноокрашенных разностях, с большей или меньшей частотой встречается чешуя рыб.

По некоторым горизонтам и разрезам майкопской толщи проводились исследования собственно глинистой части пород. Последняя характеризовалась как для трансгрессивной, так и для регрессивной серии глин, хорошо выраженной тонкочешуйчатой структурой. Чешуйки в основном ориентированы однозначно в плоскостях наслоения. Особенно строго однозначно ориентированы чешуйки в тонкослоистых породах трансгрессивных серий, что указывает на замедленное накопление глинистой массы на дне водоема и на спокойную гидродинамическую обстановку в нем.

Местами, как, например, в нижних слоях толщи по новоминской и песчанокопской скважинам коричневатые-темные глины регрессивной фации показывают своеобразную микрпятнистую или сгустковую структуру, хорошо выделяющуюся в поляризованном свете. Чешуйки глинистой породы в этих слоях имеют упорядоченную, однозначную ориентировку лишь в небольших, изолированных пятнах, выступающих на фоне основной массы с беспорядочно ориентированными глинистыми частицами.

По-видимому, возникновение этих структурных или, собственно, даже текстурных проявлений, следует объяснять тем, что в осадки поступали не только тонко диспергированные глинистые массы, но и глинистые сгустки и комочки, ранее подвергавшиеся коагуляции. Не исключено также, что эти сгустки представляют собой обломки более древней глинистой породы, поступившей за счет размыва древних осадочных формаций на континенте.

Подобные пятнисто-сгустковые текстуры отмечают А. Г. Сеидовым (1956) для майкопских глин Азербайджана; в низах майкопской серии они также установлены нами в катонском разрезе.

Анализы глинистых пород (фракции  $< 0,001$  мм) майкопской толщи, выполнявшиеся как для темноокрашенных, так и для более светлых, зеленоватых разностей глин, показали, что по химическому составу породы не совсем однородные (табл. 14). Темноокрашенные, буровато-серые и шоколадно-темные глины регрессивных серий, отобранные в различных частях толщи и в различных разрезах, характеризуются постоянным повышенным содержанием глинозема (23—25%). Заметно

Химический состав майкопских глинистых пород Азово-Кубанской впадины, %

Разрез	Глубина, м	Тип глины	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	SO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	п.п.	H <sub>2</sub> O
Ново-минской	710	Черная	51,30	25,71	8,52		0,68	1,31	0,65	—	—	11,12	6,73
	880	Зеленовато-серая	55,18	18,44	3,40	6,75	1,12	2,15	0,49	2,13	1,41	9,38	4,20
	970	Шоколадно-черная	50,22	23,65	4,94	3,11	1,32	1,85	0,61	—	—	12,29	5,73
Выселковский	1050	Шоколадно-серая	51,10	23,08	7,37		1,60	2,60	0,69	—	—	13,10	6,86
	1160	Темно-буроватая	48,18	22,59	4,02	4,39	1,28	2,40	0,76	2,12	17,4	12,27	5,58
	1240	Зеленоватая	53,12	20,65	4,86	3,37	1,55	2,10	0,15	2,57	1,89	10,07	7,33
	1310	Зеленовато-серая	55,35	17,92	5,21		0,64	2,06	0,35	—	—	8,45	6,98
	1425	Шоколадно-серая	51,86	24,57	7,98		1,00	2,14	0,25	—	—	10,94	7,38
Тимашевский	1372	Буровато-серая	45,00	25,58	6,78		0,41	1,52	0,44	—	—	11,98	6,80
	1405	Буровато-серая	48,32	23,85	5,85	4,10	1,12	2,00	0,55	2,01	1,05	11,35	5,82
	1510	Темно-шоколадная	44,94	25,36	7,17		0,25	1,41	0,26	—	—	10,63	7,94
	1590	Темно-шоколадная	45,87	25,00	7,36		0,36	1,08	0,46	—	—	9,33	7,09
	1730	Зеленовато-серая	56,82	19,82	4,46	5,12	1,20	3,30	0,25	—	—	8,32	6,34
	1980	Зеленовато-серая	54,06	17,70	5,36	5,29	1,68	2,40	0,41	2,06	1,90	11,20	8,34

снижается (до 18—20%) содержание глинозема в зеленых глинистых породах трансгрессивных серий.

Повышенные количества глинозема в темноокрашенных глинах, очевидно, следует относить за счет гидрослюд и каолинита. Как показали термографические и электронномикроскопические исследования, эти минералы достаточно отчетливо фиксируются на дифференциальных кривых нагревания глинистых пород.

Несколько иными соотношениями характеризуется магний. Его содержание в темноокрашенных глинах всегда несколько ниже, чем в зеленовато-серых глинистых породах трансгрессивных серий. Повышенные содержания магния отчасти можно объяснить присутствием в светлоокрашенных глинах небольших количеств доломита, обычно наблюдающегося в виде мелких ромбоэдрических кристалликов. Но преимущественно магний связан с монтмориллонитом, являющимся основным минералом зеленых глин.

Остальные компоненты содержатся в глинах примерно в одинаковом процентном отношении. Присутствие двухвалентного железа указывает на восстановительные условия, постоянно существовавшие в илах майкопского бассейна. Несколько меньше в составе всего глинистого комплекса калия, натрия и кальция, что обусловлено почти полным отсутствием в породах обломочного полевошпатового материала и известкового вещества (кальцита). Малые количества калия в глинах майкопской серии соседних территорий Д. Д. Котельников (1963) объясняет существованием монтмориллонитовым составом глин и пониженным содержанием в них глинистых минералов гидрослюдистой группы.

Для установления минералогического состава глинистого комплекса минералов некоторые образцы зеленых и коричнево-темных глин (фракции  $<0,001$  мм) подвергались термографическому и электронномикроскопическому анализу.

Полученные данные показали, что глины имеют сложный и не совсем однородный минералогический состав, в особенности в количественных соотношениях между отдельными минералами.

Таким образом, можно заключить, что темноокрашенные породы регрессивных серий в своей глинистой части характеризуются существенно гидрослюдистым составом. В качестве второстепенных минералов в глинах присутствуют каолинит и, вероятно, монтмориллонит. Светлоокрашенные, зеленовато-серые глинистые породы трансгрессивных фаций имеют монтмориллонит-гидрослюдистый состав, чаще всего с некоторым преобладанием монтмориллонита.

По данным Д. Д. Котельникова, также в основном монтмориллонит-гидрослюдистым составом с подчиненными количествами каолинита характеризуются глинистые породы и в соседних к востоку разрезах майкопской толщи (ипатовский разрез и др.). В качестве второстепенных глинистых минералов в майкопских глинах Д. Д. Котельников установил галлуазит, палыгорскит, вермикулит. Электронномикроскопическими исследованиями галлуазит определен также и в зеленовато-серых глинах рассмотренных нами разрезов.

Основываясь на полученном фактическом материале, Д. Д. Котельников считает, что главные массы глинистого материала привносились с континента в виде гидрослюд и отчасти каолинита. Действительно, как показывают электронномикроскопические данные, глинистые частицы большей частью сильно измельчены и имеют неправильные контуры, особенно в темноокрашенных глинах. Это указывает на их терригенный, обломочный характер.

По достаточно обоснованному мнению Д. Д. Котельникова, присутствие монтмориллонита в глинистых породах майкопской толщи обу-

словлено чисто морским его происхождением: за счет диагенетического изменения гидрослюд. Основная причина перехода гидрослюд в монтмориллонит, по Д. Д. Котельникову, кроется в опреснении морских вод майкопского бассейна.

Однако вряд ли этот фактор можно принять в качестве основной причины диагенетических изменений гидрослюд и перехода их в монтмориллонит. Терригенные по своему происхождению глинистые массы, и в частности гидрослюдистые минералы, подвергались воздействию пресных, по-видимому, значительно подкисленных вод не в морском бассейне, как предполагает Д. Д. Котельников, а на суше, в процессе их миграции (озера, болота, речные потоки и пр.). Поступая в морской бассейн, они тем самым попадали в более осолоненную и более щелочную среду, как бы майкопский водоем ни был опреснен. Поэтому надо полагать, что переход гидрослюдистых минералов в монтмориллонит обуславливался общепризнанными причинами — щелочным характером морской среды, в которую попадали минералы.

Несомненно, соленость и щелочные условия в майкопском бассейне максимально возрастали в трансгрессивные этапы его существования, когда берега его отодвигались далеко на север. Именно этим объясняется существенно монтмориллонитовый состав глинистых пород трансгрессивных серий в исследованных разрезах данной территории.

По-видимому, немаловажное значение здесь имел также фактор времени. Как отмечалось выше, тонкослоистые и микрослоистые зеленоватые глинистые породы трансгрессивных фаций накапливались весьма медленно. Это способствовало наиболее полному проявлению диагенетических процессов и диагенетической трансформации глинистого вещества.

\* \* \*

Стратиграфическое расчленение майкопской толщи на рассматриваемой территории Азово-Кубанской впадины, и особенно в полосе Азовской антеклизы, как, собственно, и в других районах ее распространения, вызывает значительные затруднения. Почти полное отсутствие в слоях толщи фаунистических остатков весьма ограничивает возможность выделения достаточно обоснованных стратиграфических подразделений и их корреляции.

Предшествующими исследователями для рассмотренных разрезов майкопской толщи обычно принимается, как и для разрезов Предкавказья, четырехчленное деление толщи. В нижней части майкопской толщи по выселковскому и новоминскому разрезам З. А. Антонова выделяет слои небольшой мощности (до 30 м) с *Lenticulina ferruginea* Andr. Стратиграфически она сопоставляет их с хадумской свитой Северного Кавказа. Также к хадумской свите относит А. К. Богданович нижнюю пачку слоев, мощностью до 75 м, по тимашевскому разрезу, а Г. А. Малышек — слои, мощностью до 41 м, по песчанокосскому. В составе этих слоев на основании фауны *Planorbella* и *Ostracoda* Г. А. Малышек выделяет планорбелловые (снизу) и остракодовые (сверху) пласты.

Ю. П. Никитина (1962), исследовавшая ейский разрез майкопской толщи, хадумскую свиту не выделяет. По ее мнению, в крайней северной полосе Азово-Кубанской впадины эта свита в составе майкопской серии вообще отсутствует или предствлена лишь своей верхней частью.

Неоднозначно расчленяются также залегающие выше толщи майкопских отложений. З. А. Антонова, впервые исследовавшая новоминский разрез майкопской толщи, выделяет здесь, кроме хадумского горизонта, нижний, средний и верхний майкоп. Нижний майкоп (зона

*Spiroplectammia carinata*) отбигается ею на глубине 967—917 м. Мощную толщу слоев в интервале 917—730 м З. А. Антонова определяет как зону *Uvigerinella californica* и датирует средним майкопом. Верхняя часть толщи, на глубине 730—640 м, выделена под названием зоны *Bolivina ex gr. floridana*. По возрасту она отнесена к нижнему миоцену и увязывается с верхним майкопом Северного Кавказа.

Г. А. Малышек, изучавшая песчанокопский и тимашевский разрезы, в составе собственно майкопской толщи выделяет лишь средний и верхний майкоп. Нижний майкоп, по ее мнению, является синонимом хадумского горизонта.

Фаунистически слои среднего майкопа Г. А. Малышек определяет как зону массового присутствия остатков рыб, радиолярий и спикул губок. В составе среднего майкопа Г. А. Малышек устанавливает септариевую, зеленчукскую и (сверху) караджалгинскую свиты.

В разрезе верхнего майкопа Г. А. Малышек выделяет зону с *Uvigerinella californica* и в верхней части — зону с *Thurammia ovalis*. Таким образом, в отличие от З. А. Антоновой Г. А. Малышек относит зону с *Uvigerinella californica* к верхнему майкопу.

В тимашевском разрезе майкопской толщи, выше пачки слоев с *Ostracoda* и *Planorbella*, Г. А. Малышек определяет на глубине 1952—1750 м караджалгинскую свиту среднего майкопа (зона песчаных фораминифер) и на глубине 1750—1371 м — верхний майкоп. В составе верхнего майкопа она устанавливает ольгинскую (зона с *Uvigerinella californica* и *Haplophragmoides rotundidorsatus*) и рицевскую свиты (зона *Thurammia ovalis*).

Не выделяет нижний майкоп по выселковскому разрезу З. А. Антонова. Всю мощную толщу выше хадумской свиты она расчленяет на средний и верхний майкоп. В среднем майкопе (1401—1206 м) З. А. Антонова устанавливает зоны *Cyclammia constrictimargo*, *Trochammioides concentricus* и *Uvigerinella californica*; в составе верхнего майкопа (1206—995 м.) — зону *Bolivina mississippiensis*, литуолидовую и турамминую зоны.

А. К. Богданович, обрабатывавший керновый материал по тимашевской скважине, в отличие от Г. А. Малышек дает четырехчленное деление толщи. Кроме хадумского горизонта (2074—2009 м), им выделен нижний майкоп (2009—1846 м), сопоставляемый с баталпашинским горизонтом Северного Кавказа или со вторым горизонтом Затеречной равнины. Мощную толщу слоев в интервале 1846—1476 м он отнес к септариевому горизонту и ольгинской свите среднего и верхнего майкопа и определил эти слои как аналоги четвертого горизонта олигоцена Затеречной равнины. Наконец, в верхней части майкопского разреза (1476—1371 м) он выделил рицевскую свиту верхнего майкопа.

Трехчленное деление майкопской толщи в северо-западной части Азово-Кубанской впадины и Азовской антеклизы принято Ю. П. Никитиной (1962). В составе этой толщи она выделяет нижний, средний и верхний майкоп. По ее данным, нижнемайкопские, главным образом глинистые, слои (общей мощностью 15—20 м) отвечают двум микрофаунистическим зонам: нижней — спироплектаминовой и верхней — остракодовой. В разрезе ейской скважины в составе глинистых пород остракодовой зоны Ю. П. Никитина отмечает присутствие *Pecten (Chlamys) atigi* Tourn., что позволяет ей определять возраст этих слоев средним олигоценом.

На основании сопоставлений с майкопскими разрезами Ставрополя нижнемайкопские слои на данной территории Ю. П. Никитина сопоставляет с баталпашинским горизонтом Северного Кавказа.

Преимущественно песчаные и алевроит-песчаные отложения среднего майкопа, по данным Ю. П. Никитиной, слабо охарактеризованы органическими остатками. Среди последних преобладают остатки рыб и мелкие радиолярии. Основываясь на этом, Ю. П. Никитина выделяет слои среднего майкопа в качестве отдельного горизонта мелких радиолярий.

На участках юго-восточного погружения Азовского поднятия в нижних слоях среднего майкопа Ю. П. Никитиной (1959) установлена фауна, характерная для зоны *Caucasina buliminoides*; в ейской скважине в этих же слоях Б. П. Жижченко определены *Cardium camatutum* Bronn. и *Natica mittepunctata* Lamk.

Верхнюю границу олигоцена и тем самым нижнюю границу верхнего майкопа Ю. П. Никитина проводит по подошве глинистых пачек с *Uvigerinella californica* Cushman и *Bulimina (Caucasinella) elongata* Orb., отвечающим ольгинской свите Ставрополя и Северного Кавказа.

Рассматривая фациально мощные толщи майкопских отложений северной и северо-западной полосы Азово-Кубанской впадины и Азовского свода, Ю. П. Никитина, основываясь на песчаном составе среднемайкопских пород, считает, что, начиная со среднего майкопа, бассейн претерпевал сильное обмеление и сокращение. Однако следует отметить, что существенно кластогенный характер среднемайкопских отложений обуславливался не столько общим обмелением майкопского бассейна, сколько возникновением и существованием в этот отрезок времени мощной водной артерии, вносящей в бассейн с севера огромные массы терригенного, песчаного и алевроит-песчаного материала.

\* \* \*

Таким образом, как видно из приведенного материала, чисто палеонтологические критерии позволили дать весьма приближенную и не во всех случаях однозначную стратиграфическую разбивку майкопской толщи на рассматриваемой территории. Ограниченные возможности палеонтологических данных особенно выявились при установлении границ между стратиграфическими подразделениями и в увязке этих подразделений на различных площадях.

Важное значение в стратиграфическом расчленении майкопской толщи и корреляции разрезов могут иметь литологические признаки. Некоторые из них выражены достаточно резко и повторяются в разрезах майкопской толщи с определенной закономерностью и постоянством. Привлечение этих признаков вместе с палеонтологическими данными позволит более обоснованно и однозначно подойти к построению стратиграфической схемы майкопской толщи.

Наиболее важным и хорошо выраженным литологическим признаком толщи майкопских осадочных формирований, как, собственно, и всего палеогена, является их циклический, или ритмический характер. Несколько крупных циклических комплексов, отражающих трансгрессивные и регрессивные этапы в развитии майкопского бассейна и тем самым этапы повторяющихся геотектонических импульсов, хорошо устанавливаются и прослеживаются на всей рассматриваемой территории. Таким образом, являясь результатом достаточно значительных геологических изменений, циклический характер толщи может служить одним из наиболее объективных признаков для стратиграфического расчленения.

Необходимость и обоснованность привлечения этого признака для решения стратиграфических задач и построений, в частности для расчленения майкопской толщи, отмечается Б. П. Жижченко (1953, 1958).

В разрезе майкопской толщи он определяет на основании циклического анализа ряд отдельных циклов-ярусов, или свит.

Циклические комплексы в составе майкопской толщи и отдельные их фазы и этапы устанавливаются на основании различных признаков— литофациальных, структурно-петрографических, минералогических и др. Особенно отчетливо циклическое строение майкопской толщи, как отмечалось выше, отражено в меняющихся по разрезу содержаниях органического растительного материала, что хорошо определяется даже визуально, по характеру изменения окраски пород. По существу, в соответствии с этими циклическими седиментационными комплексами в составе толщи происходит и изменение палеонтологического материала.

Принцип выделения цикло-стратиграфических (или ритмостратиграфических) комплексов в осадочных толщах на основании резкого возрастания содержания органического растительного материала не является новым. Широко применяется этот принцип в литологических и стратиграфических расчленениях угленосных формаций. В качестве основного критерия он принят для стратиграфической разбивки некоторых четвертичных отложений, например континентальных лёссовидных накоплений. На основании повышенных содержаний углистого материала в отдельных слоях выделяются фации континентальных осадочных формирований и устанавливаются зоны перерывов, обычно принимающихся в качестве границ определенных стратиграфических подразделений.

Хорошо выраженный, этот вполне объективный и рациональный литогенетический признак позволяет принять четырехчленное деление майкопской толщи. Четыре седиментационных циклических комплекса в общем соответствуют четырем крупным стратиграфическим подразделениям майкопской толщи, выделяемым на основании палеонтологических данных. По существу, намечаемые предшествующими исследователями в очень расплывчатых границах отделы майкопской толщи (хадумский горизонт, нижний, средний и верхний майкоп) следует рассматривать каждый в отдельности, как полный седиментационный цикл, и отбивать их в четких границах этих седиментационных комплексов.

Совмещение границ наиболее крупных стратиграфических подразделений с границами седиментационных циклов позволит с большей уверенностью и точностью коррелировать разрезы майкопской толщи достаточно удаленных площадей, так как циклическое строение толщи выдерживается на всей исследованной площади ее распространения.

Наконец, циклический анализ майкопской толщи позволяет подойти и к более дробному ее расчленению. Хорошо выделяющиеся фазы циклов (трансгрессивная и регрессивная) могут служить обоснованием для установления границ более мелких стратиграфических подразделений майкопской толщи.

Конкретно возможность стратиграфической разбивки толщи на основании циклического анализа рассмотрим на примере выселковского разреза, как одного из типичных и полных ее разрезов. Первый седиментационный цикл, в границах которого следует выделять слои хадумской свиты, начинается шоколадно-серыми и шоколадно-черными глинами с линзочками глауконита и крупнозернистого песка. Мощность всей пачки — 20—25 м. Литологически эти породы, залегающие на известковистых, кокколитовых глинах белоглинской свиты, следует рассматривать как осадки первой фазы начавшейся майкопской трансгрессии.

Постепенно изменяясь в окраске, шоколадно-серые и шоколадно-черные породы переходят в слои зеленовато-серых, хорошо отдиффе-

ренцированных, тонкослоистых глин. Мощность пачки этих зеленоватых пород достигает 35—40 м. Накопление их нужно связывать с дальнейшим расширением трансгрессии и углублением бассейна. Породы характеризуются максимальными значениями рН (обычно до 8,3—8,4) и минимальными содержаниями органического вещества.

Последний этап осадкообразования следует связывать с начавшейся регрессией бассейна. В выселковском разрезе литологически он выражен сильно алевритистыми слюдястыми шоколадно-буроватыми глинами. Пачки этих глин, отражающих максимум регрессии, здесь достигают 25—30 м. Однако лишь часть этой пачки возможно отнести за счет регрессивного осадконакопления. Остальная, верхняя часть связана как с начавшейся новой трансгрессией, так и последующим, вторым циклом седиментации, потому что поступление органогенного материала в бассейн продолжалось еще некоторое время и после этой новой трансгрессии.

Таким образом, верхнюю границу первого, хадумского цикла и соответственно с этим нижнюю границу второго, седиментационного цикла следует проводить в средней части отмеченной пачки шоколадно-буроватых глин на глубине 1355—1350 м, что составляет мощность нижнего цикла около 75—80 м.

Примерно аналогичной сменой пород этот же первый, хадумский седиментационный цикл характеризуется и в других разрезах Азово-Кубанской впадины и Азовской антеклизы (рис. 10). Повсеместно он резко ограничен карбонатизированными породами эоцена снизу и обогащенными растительной органикой породами регрессивной фазы цикла сверху.

Хадумский возраст этого цикла определяется его залеганием в основании майкопской толщи, а также присутствием отмечавшегося выше палеонтологического материала. Устанавливая объем хадумских слоев в границах полного седиментационного цикла, необходимо определять их номенклатурную стратиграфическую категорию, как отмечал Б. П. Жижченко (1958), в качестве отдельного самостоятельного яруса майкопской толщи.

Второй седиментационный цикл, охватывающий нижнемайкопский ярус, в выселковском разрезе отбивается в интервале 1255—1170 м. Также очень мощно он залегает и в других разрезах — тимашевском, новоминском, песчанокопском.

Трансгрессивная фаза цикла представлена верхней частью отмеченной выше пачки шоколадно-буроватых глин, постепенно сменяющихся мощными зеленовато-серыми, отдифференцированными, тонкослоистыми, сравнительно слабо алевритистыми глинами. Примерно с глубины 1260 м глины переходят в сильно алевритистые слюдястые разности, что позволяет определять здесь начало регрессивного этапа развития бассейна. В свою очередь эти породы сменяются 40-метровой пачкой темно-шоколадных глин конца регрессивного этапа и начала трансгрессии следующего, третьего цикла.

Наиболее темную, почти черную окраску глинистые породы приобретают в средней части пачки, на глубине 1183—1180 м. Здесь они настолько обогащены органическим растительным материалом, что, по существу, переходят в углистый горючий сланец.

Следует думать, что образование небольшого слоя углистой горючей породы происходило в условиях крайнего регрессивного сокращения и обмеления бассейна и его заболачивания на данном участке. Верхняя граница второго седиментационного цикла и тем самым верхняя граница нижнемайкопского яруса именно и должна отбиваться в плоскости этого углистого слоя, на глубине 1183—1180 м. Выше содержание

органического материала в породах постепенно снижается, что указывает на начавшуюся новую трансгрессию майкопского бассейна и начавшийся новый седиментационный цикл.

Третий, среднемайкопский седиментационный цикл охватывает интервал выселковского разреза в пределах 1183—1110 м. Его литологическая последовательность наслонения в общем повторяет строение нижних циклов. Начальная фаза трансгрессии здесь выражена шоколадно-буроватыми глинами, залегающими выше горючих сланцев. Последующий этап максимального расширения и углубления бассейна отражен, как и в нижних циклах, слоями зеленовато-серых тонкослоистых глин, сверху сильно алевритистых и слюдистых. Появление в глинах повышенных содержаний алеврит-песчанистого материала и слюды указывает на начало регрессивной фазы развития бассейна.

Конечный этап регрессии здесь также характеризуется темно-серыми, с буроватым оттенком породами, обогащенными растительным материалом. Границу третьего, среднемайкопского цикла, на основании высказанных выше соображений, нужно проводить в средней части этой пачки глин, на глубине 1110 м.

Последний, четвертый седиментационный цикл майкопской толщи, в границах которого следует выделять верхнемайкопский ярус, в общем имеет ту же ритмичную последовательность наслонения и те же литологические типы пород, что и в нижних циклах. Трансгрессивная фаза цикла представлена вначале обогащенными органическим материалом глинами (1110—1100 м), сменяющимися мощной пачкой зеленовато-серых глин с пониженным содержанием органического материала и с повышенными значениями рН (1100—1028 м.).

К регрессивному этапу осадконакопления должны быть отнесены слои перемежающихся зеленовато-серых и буровато-серых алеврит-песчанистых, слюдистых глин, переходящих кверху в однородные темно-шоколадные глины, обогащенные органическим материалом (интервал 1002—995 м). Пониженная мощность верхней пачки темноокрашенных глин регрессивной фазы позволяет думать, что залегающие выше карбонатные чокракские глины (глубина 995 м) ложатся на эти глины с некоторым размывом.

Почти аналогичной ритмичной последовательностью наслонения эти же четыре цикла характеризуются и в других разрезах майкопской толщи (рис. 10). Следует лишь отметить, что в более северных и северо-восточных разрезах (новоминской, песчанокопский и др.) слои регрессивных фаций приобретает существенно песчанистый и алеврит-песчанистый состав, обусловленный близостью крупной речной артерии. В этих же разрезах регрессивные этапы второго, нижнемайкопского, и третьего, среднемайкопского циклов, по всей вероятности, завершились кратковременным полным осушением майкопского бассейна. На границе второго и третьего циклов наблюдаются сильно окисленные минералы (пирит, сидерит, глауконит), в контакте между третьим и четвертым циклами появляется крупнозернистый песчанистый материал. Собственно, кратковременное осушение бассейна в конце второго цикла, по-видимому, достигалось и в выселковском разрезе толщи, что доказывается наличием пласта горючего сланца.

Более длительные осушения майкопского бассейна происходили несколько севернее Азово-Кубанской впадины. Они обусловили выпадение из разрезов некоторых горизонтов майкопской толщи в полосе Азовской антеклизы и восточного погружения Донбасса.

Резюмируя весь изложенный литологический материал, можно отметить, что стратиграфическое расчленение майкопской толщи по данным циклического анализа в общем соответствует делению толщи на осно-

вании палеонтологического материала. Однако объем этих стратиграфических подразделений и точные границы между ними можно достаточно уверенно определить лишь на основании учета циклического строения толщи, отражающего крупные геологические изменения, происходившие в майкопский век.

### **Аллоитогенные акцессорные минералы палеогеновой толщи северного крыла Азово-Кубанской впадины**

Среди исследований, касающихся палеогеновых отложений Азово-Кубанской впадины и Азовской антеклизы, большое количество работ посвящено выяснению характера комплексов и ассоциаций тяжелых аллоитогенных минералов, содержащихся в этих отложениях. В ряде работ минералы изучались в процессе опорного и поискового бурения на нефть и газ. Многочисленные исследования терригенных минералов в области северного крыла Азово-Кубанской впадины выполнялись литологами Волго-Донского территориального геологического управления. Эти же ассоциации минералов, вместе с другими литологическими вопросами, по ряду скважин в северной части Азово-Кубанской впадины рассматривались и автором (И. А. Шамрай и др., 1964). С достаточной подробностью затрагивает вопросы минералогического состава палеогена рассматриваемой полосы в своих работах В. А. Гроссгейм (1957, 1960, 1961).

К сожалению, следует отметить, что полученные различными авторами результаты не всегда являются достаточно сопоставимыми, в особенности в количественных проявлениях отдельных минералов и в их количественных взаимоотношениях. Некоторыми исследователями подсчеты минералов в тяжелых фракциях выполнялись суммарно, вместе с их аутигенными представителями (пирит, сидерит и др.) Аутигенные минералы в тяжелых фракциях палеогеновых пород нередко составляют основную массу этих фракций и тем самым затрудняют установление истинной количественной роли терригенных минералогических ассоциаций в слоях.

На исследованной территории ассоциации тяжелых терригенных минералов, как и их пороодообразующие представители, по разрезу палеогеновой толщи (исключая олигоцен) в общем мало изменяются. Лишь местами, отчасти в зависимости от структурных особенностей пород, нередко весьма заметно меняются количественные взаимоотношения между отдельными минералами. Обычно в наиболее мелкозернистых и тонкозернистых песках и алевритах почти полностью исчезают минералы дистен-ставролитовой ассоциации. Подобные породы характеризуются циркон-рутил-ильменитовым составом акцессорных ассоциаций. В более крупнозернистых породах, кроме дистена и ставролита, обычно заметно возрастают содержания граната, иногда силлиманита.

Резко меняется состав тяжелых минералогических ассоциаций в породах майкопской толщи, особенно в восточных разрезах данной территории. В отличие от палеоценовых и эоценовых отложений, в породах майкопской серии обычно в обильных количествах содержатся минералы группы эпидота, в особенности цоизит. По существу, эти минералы являются очень важным определяющим признаком, позволяющим отбивать олигоценные отложения от залегающих ниже эоценовых слоев.

По простиранию палеогеновой толщи ассоциации тяжелых терригенных минералов меняются более заметно, чем по вертикали. По составу этих ассоциаций палеогеновые отложения восточных площадей

территории весьма заметно отличаются от палеогена западных разрезов.

Формирование палеогеновой толщи западной и восточной площадей, по-видимому, происходило за счет привноса терригенных масс различными речными артериями, что и нашло отражение в изменении состава тяжелых минералогических ассоциаций.

**Палеоцен** в северной части Азово-Кубанской впадины исследовался по трем разрезам — выселковскому, новоминскому и песчанокопскому. Как уже отмечалось выше, он представлен в этой полосе полным и мощным разрезом; в его толще здесь выделяются снизу вверх кубанская, эльбурганская свиты и свита Горячего Ключа. Слои на всю мощность толщи сложены преимущественно мелкозернисто-песчанистыми и алевроит-песчанистыми породами. Тяжелые терригенные минералы изучались главным образом в песчанистых породах. При изучении тяжелых фракций содержащиеся в них аутигенные минералы обычно удалялись и не учитывались при количественной оценке терригенных минералогических ассоциаций.

Комплекс тяжелых терригенных минералов почти однотипен для всего палеоценового разреза; почти постоянен он и по простиранию толщи. Мало изменяются содержания отдельных минералов в разрезе толщи (табл. 15), обычно однотипно выражены их типоморфные особенности.

Таблица 15

Аллотигенные акцессорные минералы палеоценовых отложений  
Азово-Кубанской впадины, %

Минерал	Свита и разрез								
	Кубанская			Эльбурганская			Свита Горячего Ключа		
	Выселков-ский	Новомин-ской	Песчано-копский	Выселков-ский	Новомин-ской	Песчано-копский	Выселков-ский	Новомин-ской	Песчано-копский
Циркон	9—12	10—14	9—16	7—16	12—19	8—15	13—23	8—23	8—17
Рутил	6—11	7—12	8—15	10—13	11—13	10—15	11—27	9—13	9—15
Гранат	22—33	20—35	23—35	26—32	20—36	23—33	12—32	16—31	17—33
Турмалин	1—3	3—4	3—5	1—3	1—3	1—5	1—2	1—2	1—4
Ильменит	19—29	20—24	21—30	21—31	26—30	23—28	3—25	23—31	19—30
Лейкоксен	7—12	8—15	8—14	6—14	10—11	9—14	12—30	7—11	9—13
Дистен	p*	0—p	p—1	p	—	0—p	p	0—p	p
Ставролит	2—6	2—4	1—5	2—3	2—3	2—3	p—2	p	2—4
Силлиманит	—	—	—	—	—	—	0—p	—	—
Группа эпидота	p	p	p	p	1—3	p	p	1—5	1—4
Сфен	p	p	p	p	p	p	p	p	p
Брукит	1—3	p—2	p	1—3	p	p	1—5	p—2	p
Анастаз	p	p—1	p	p—2	p	p	1—3	p	p
Пикотит	p	p	p	p	p	p	p—7	p	p
Амфибол	—	—	—	—	0—p	0—p	—	p—2	p—1
Хлоритонд	0—p	0—p	0—p	0—p	0—p	0—p	0—p	0—p	0—p
Хлорит	—	p	p	—	p	—	p	p	p
Апатит	p—3	1—4	1—3	1—3	1—2	p—3	p	p—1	p—3

\* Минералы, постоянно присутствующие в количестве менее 1%.

Комплекс представлен типичной для палеогеновых отложений юга Русской платформы циркон-рутил-ильменит-гранатовой акцессорной ассоциацией. Обычно в составе тяжелой фракции на долю этих четырех минералов приходится 80—90%.

Наиболее важной особенностью комплекса тяжелых терригенных минералов палеоцена является повышенное содержание граната. Ми-

нерал представлен большей частью заметно окатанными зернами; изредка встречаются зерна граната с характерной ступенчатой поверхностью.

По-видимому, высокое содержание граната в палеоценовых отложениях является вообще характерным для Русской платформы. В повышенных количествах этот минерал содержится в палеоценовых слоях на Волге. Высокими содержаниями он отмечается также в палеоценовых слоях на Северном Кавказе (В. А. Гроссгейм, 1961).

Минералы дистен-ставролитовой группы в палеоценовой толще на рассматриваемой территории представлены очень слабо. Очень редко зернами встречается дистен; совсем не наблюдается силлиманит. Лишь ставролит в виде очень мелких зерен почти постоянно присутствует во всех слоях толщи в количестве до 2—3%. Отсутствие дистена, возможно, следует связывать с весьма мелкозернистым структурным характером исследованных пород.

По минералогическому составу терригенных ассоциаций несколько выделяются слои свиты Горячего Ключа. Здесь нередко в заметных количествах присутствуют минералы группы эпидота. Местами повышаются содержания брукита и анатаза, изредка встречается амфибол.

Заметно отличаются ассоциации терригенного комплекса тяжелых минералов в палеоцене Приазовья, особенно в полосе Азовского свода. Среди минералов этого комплекса резко снижаются количества граната, а также рутила. В палеоценовых породах Азовского свода рутила и граната обычно насчитывается не более нескольких процентов (табл. 16).

Таблица 16

Аллоитогенные акцессорные минералы палеоценовых отложений северо-восточного Приазовья, %

Минерал	Разрез и отдел							
	Ейский		Маргаритовский		Катонский		Анастасиевский	
	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний
Циркон	25	41	32	36	36		27—62	
Рутил	7	10	9	12	6		р—4	
Гранат	14	6	13	7	10		1—6	
Гурмалит	2	р	1	1	1		р—3	
Ильменит	8	24	18	26	23		17—66	
Лейкоксен	25	12	19	15	17		2—12	
Дистен	7	3	5	1	3		3—7	
Ставролит	3	1	2	1	1		р	
Силлиманит	р	р	р	—	р		р	
Группа эпидота	—	—	р	—	р		—	
Сфен	р	р	р	р	р		р	
Брукит и анатаз	5	3	3	2	3		р	
Пикотит	р	р	р	р	р		р	
Хлоритоид	—	—	—	—	р		0—р	
Апатит	р	р	1	р	1		1—2	
Титаномагнетит	—	р	р	р	2		1—3	
Топаз	—	—	0—р	—	—		0—р	
Биотит	—	—	—	—	—		0—р	

Нередко ведущим акцессорным минералом в этих породах является циркон. Минерал большей частью представлен свежими, хорошо ограниченными кристалликами.

Присутствие циркона в палеоценовых слоях, особенно в зоне Азовского свода, следует связывать с поступлением этого минерала в па-

леоценовые осадки за счет размыва близко располагавшихся выходов докембрийского кристаллического субстрата. Этим же объясняется пониженное содержание граната и рутила, совсем или почти отсутствующих в кристаллических породах докембрия на данной территории.

В отличие от более южных разрезов палеоцена, здесь очень заметно повышается содержание минералов дистен-ставролитовой группы. Дистен присутствует в количествах от 1—2 до 5—7%. Постоянно в сравнительно крупных, заметно окатанных зернах встречается ставролит; редкими зернами, но почти всегда наблюдается силлиманит. Следует думать, что поступление этих минералов происходило в результате привноса осадочных масс на данный участок палеоценового бассейна из каких-то удаленных областей Русской платформы. Это подтверждается заметно окатанными зернами минералов.

Титанистые минералы, кроме ильменита, представлены значительными количествами анатаза, брукита и лейкоксена. Возможно, их поступление в палеоценовые осадки осуществлялось в значительной мере за счет размыва каменноугольных отложений Донбасса. Последние, как известно (Н. В. Логвиненко, 1953; А. Г. Кобилев, 1938; И. А. Шамрай и В. И. Джумайло, 1956), характеризуются значительным распространением этих минералов.

В эоценовых отложениях на территории Азово-Кубанской впадины и Азовской антеклизы содержится в общем тот же комплекс тяжелых терригенных минералов, что и в подстилающих палеоценовых слоях. Однако количественные соотношения между отдельными минералами здесь несколько меняются, особенно в более юго-западных и западных разрезах эоценовой толщи.

Таблица 17

Аллоитогенные акцессорные минералы эоценовых отложений северного крыла Азово-Кубанской впадины, %

Минерал	Р а з р е з								
	Песчан- копский	Новоин- ский	Выселов- ский	Тимашев- ский	Катон- ский	Маргарин- товский	Анастаси- евский	Максимов- ский	Ростов- ский
Циркон	16—25	19—26	16—28	27—43	18—32	16—26	23—38	14—32	20—35
Рутил	10—17	14—19	15—26	17—32	16—24	14—21	р—8	5—11	6—25
Гранат	8—12	5—9	4—9	2—6	8—10	4—8	4—6	1—6	4—10
Турмалин	2—5	1—3	2—5	2—5	1—3	1—2	1—3	1—3	1—4
Ильменит	19—30	21—27	3—7	3—5	24—35	28—35	39—53	46—62	25—30
Лейкоксен	8—14	10—14	25—28	19—31	12—15	7—15	р—3	2—9	8—20
Дистен	2—6	4—7	р	—	1—4	4—7	2—4	1—3	5—8
Ставролит	р—2	1—4	р	р	1—2	2—5	р—5	р—2	р—4
Силлиманит	0—р	—	—	—	—	—	р—2	р	р
Группа эпидота	1—8	р	—	—	—	—	р—5	—	р—8
Сфен	р	р	0—р	0—р	0—р	0—р	р	0—р	р—3
Брукит и анатаз	р	1—2	4—8	4—7	4—6	4—6	0—р	р	р
Амфибол	р	—	—	—	—	—	—	—	—
Пикотит	р	р	р	р	р	р	р	р	р
Зеленая шпинель	р	—	р	р	0—р	—	0—р	0—р	0—р
Хлоритоид	0—р	0—р	р	0—р	0—р	0—р	—	—	0—р
Хлорит	0—р	0—р	р	р	0—р	0—р	р—3	р—5	р
Апатит	—	0—р	р	0—р	р	р	р	р	0—р
Топаз	—	—	—	0—р	0—р	—	0—р	р	0—р

По сравнению с палеоценовыми отложениями здесь, особенно в по- лосе Азовского свода, повсеместно резко снижаются содержания гра-

ната. Обычно в небольших количествах (2—7%) присутствует дистен. Примерно столько же содержится ставролита.

В более южных и юго-западных разрезах Азово-Кубанской впадины (выселковская и тимашевская скважины) дистен и ставролит полностью отсутствуют. В этих же разрезах резко уменьшаются количества ильменита (3—7%) и очень высоко возрастают содержания лейкоксена (нередко 30—31% и выше), рутила, брукита и анатаза (табл. 17).

Заметно отличающийся комплекс тяжелых минералогических ассоциаций в отмеченных разрезах на юге и юго-западе Азово-Кубанской впадины (отсутствие минералов дистен-ставролитовой группы, повышенное содержание титанистых минералов, в особенности лейкоксена) позволяет предполагать здесь наличие особой, самостоятельной области размыва, за счет которой осуществлялся привнос терригенного материала. Очевидно, на данный участок эоценового бассейна не доставлялся или почти не доставлялся осадочный материал, обогащенный минералами дистен-ставролитовой группы, получающийся за счет размыва северных и северо-восточных областей Русской платформы.

Имеется основание предполагать, что поступление осадочных масс осуществлялось самостоятельным водным потоком или морским течением с северо-запада, где, вероятно, были широко развиты размывающиеся толщи, обогащенные титанистыми минералами. В частности, распространенные на северо-западе каменноугольные и девонские толщи, как отмечалось выше, характеризуются весьма повышенными содержаниями титанистых минералов. В противоположность этому в мощных толщах девона и карбона полностью отсутствуют дистен и ставролит.

Источником терригенных осадочных масс отчасти могли являться размывающиеся кристаллические породы Приазовского массива, где комплекс акцессорных минералов ограничен главным образом титанистой группой и цирконом. Поступавшие в результате размыва этих пород циркон и ильменит в эоценовых отложениях, как и в палеоценовых слоях, в зоне Азовского свода местами достигают 80—90% всего состава минералов акцессорных ассоциаций (И. А. Шамрай и др., 1964).

**Олигоценые отложения** (майкопская серия) по составу тяжелых терригенных минералогических ассоциаций значительно отличаются от подстилающих эоценовых и палеоценовых пород. По сравнению с последними в слоях майкопской серии повсеместно возрастает роль дистена и отчасти ставролита. Почти всегда в тяжелых фракциях присутствует силлиманит, хотя и в небольших количествах; постоянно встречается амфибол. Последний представлен обыкновенной роговой обманкой и часто арфведсонитом.

Особенно резко отличаются отложения майкопской серии от подстилающих слоев присутствием в них минералов группы эпидота, главным образом цоизита. Эти минералы нередко составляют более 25—30% всей породы. Повышенное содержание минералов группы эпидота в отложениях майкопской серии является одним из важных признаков, позволяющих отбивать эту толщу пород от подстилающих более древних палеогеновых слоев.

Лишь в юго-западных и западных разрезах Азово-Кубанской впадины (выселковский, тимашевский, катонский и др.) содержание минералов группы эпидота заметно снижается и местами, в нижних слоях толщи, эти минералы полностью исчезают. В этих разрезах местами совсем отсутствуют дистен и ставролит (табл. 18). Как и в подстилающих более древних, палеогеновых породах здесь резко возрастает количество ильменита и лейкоксена, а также брукита и анатаза.

Общее обогащение пород майкопской серии минералами группы эпидота и на северо-востоке—дистеном и ставролитом позволяет предполагать, что в олигоценовое время начал осуществляться привнос материала с каких-то новых, широких областей размыва. Постепенное возрастание содержания минералов группы эпидота в северо-восточных

Таблица 18

Аллотигенные акцессорные минералы майкопских отложений северного крыла  
Азово-Кубанской впадины, %

Минерал	Р а з р е з								
	Песча- копский	Новоми- нской	Высел- ковский	Тимашев- ский	Катоп- ский	Ейский	Максимов- ский	Ростов- ский	Кавтов- ский
Циркон	4—12	7—16	8—17	8—23	6—14	8—16	9—17	12—19	9—15
Рутил	5—12	8—14	11—16	9—16	8—14	10—17	6—9	8—10	7—11
Гранат	4—6	6—12	5—10	3—8	5—8	6—9	p—7	3—6	4—8
Турмалин	1—2	1—2	2—4	2—7	1—3	1—3	1—2	2—3	1—4
Ильменит	23—30	27—35	27—54	18—39	25—36	26—36	42—51	24—31	20—35
Лейкоксен	12—17	8—16	14—21	14—32	8—29	11—29	1—7	9—14	7—13
Дистен	2—5	6—12	p—2	p—3	5—8	4—7	p—1	2—6	4—8
Ставролит	p—2	4—6	p—1	p—1	2—4	2—4	p—1	1—2	1—4
Силлиманит	p—1	p—1	—	0—p	1—2	1—2	0—p	p—1	p—2
Группа эпидота	25—31	4—15	0—p	p—10	4—15	5—10	5—15	18—26	15—27
Сфен	—	p—2	1—4	p—2	0—p	p	1—2	0—p	p
Брукит и анатаз	1—3	p—1	2—7	3—8	1—6	2—6	p—1	1—3	1—2
Амфибол	0—p	—	p—1	p—1	0—p	0—p	p—1	—	—
Пикотит	p	p—3	p—1	p—3	1—2	1—2	p—1	p—1	0—p
Зеленая шпинель	—	0—p	—	—	0—p	—	—	—	—
Хлоритонд	0—p	0—p	0—p	0—p	p	p	0—p	—	—
Хлорит	p	p—1	p—2	0—p	p—2	p—1	1—3	p—1	p—2
Апатит	0—p	—	0—p	p	p	p—1	0—p	—	p
Топаз	—	—	0—p	—	0—p	0—p	0—p	—	—
Биотит	0—p	—	—	—	—	—	p—2	p—1	—

разрезах рассматриваемой территории, а также в Ергенях, на Волге и т. д. (И. А. Шамрай, 1959) свидетельствует о том, что привнос осадочного материала в майкопский бассейн осуществлялся также с севера или северо-востока.

Не исключено, что источником терригенных масс, обогащенных минералами эпидота, являлись размывающиеся области Приуралья, Урала и, возможно, Казахстана. Преимущественно цоизитовый состав на территории Приуралья имеют тяжелые минералогические ассоциации пермских отложений, а также осадочные толщи триаса, юры и отчасти мела. Обильными содержаниями цоизита и эпидота на этой территории характеризуются аллювиальные осадки современных уральских рек, а также четвертичные моренные отложения.

Возможность поступления в майкопский бассейн терригенного материала с обширных территорий северо-восточного Казахстана подтверждается повышенными содержаниями минералов группы эпидота в палеогеновых отложениях Приаралья, с большой полнотой описанных А. Л. Яншиным (1953).

Поступление терригенного материала из северных и северо-восточных областей размыва подтверждается также положением широкой гумидной зоны, захватывающей области Западного и Южного Урала и Северного Приаралья. Эти области, как отмечалось выше, являлись

источником органогенных растительных масс, поступавших в майкопский бассейн.

Размыв более западных областей Русской платформы и, по-видимому, каменноугольных пород Донбасса обусловил формирование майкопской толщи на западе и юго-западе рассматриваемой территории. Это подтверждается уменьшением содержания и местами полным исчезновением минералов группы эпидота в майкопских слоях и возрастанием роли титанистых минералов и циркона в составе терригенных минералогических ассоциаций.

Полученные минералогические данные с достаточным основанием позволяют на территории северной части майкопского бассейна выделить две основные терригенно-минералогические провинции: северо-восточную — дистен-цоизитовую и северо-западную — ильменит-лейкоксеновую (по терминологии В. П. Батурина, 1937) (рис. 11).

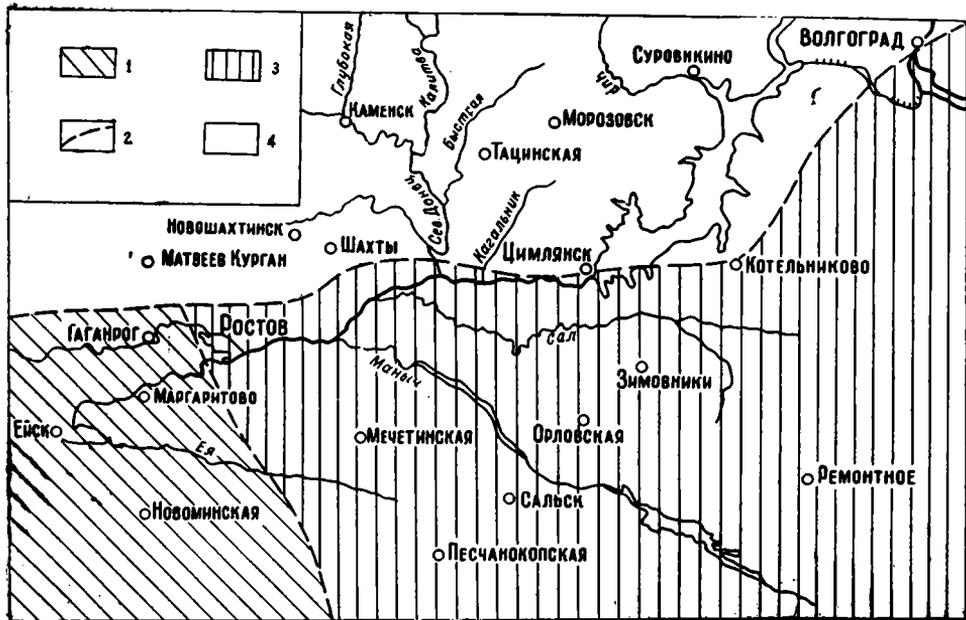


Рис. 11. Терригенно-минералогические провинции майкопской толщи: 1 — рутил-брукит-лейкоксеновая провинция; 2 — северная граница распространения майкопских отложений; 3 — цоизит-эпидот-амфиболовая провинция; 4 — отсутствие отложений.

Эти же две терригенно-минералогические провинции, сформировавшиеся в результате привноса терригенных масс из различных частей Русской платформы, существовали в эоценовое и даже палеоценовое время. Западная провинция характеризуется повышенными содержаниями в составе акцессорных ассоциаций лейкоксена, рутила, брукита и анатаза и в зоне Азовского свода — ильменита и циркона. В более восточных разрезах эти минералы представлены несколько пониженными количествами.

В эоценовых отложениях заметно повышается роль дистена, в палеоценовых слоях — граната, что позволяет усматривать здесь существование второй, восточной терригенно-минералогической провинции. Ее возникновение связано с существованием отмечавшейся выше крупной платформенной речной артерии, обусловившей накопление мощных терригенных формирований эоцена и палеоцена.

# Часть вторая

## Палеогеновые отложения Восточного Донбасса

---

### БАССЕЙН НИЖНЕГО ДОНА И НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ СЕВ. ДОНЦА

Толщи палеогеновых отложений Восточного Донбасса распространены, собственно, лишь на восточном и северо-восточном погружениях Донбасса, главным образом на левобережье Нижнего Дона и на Сев. Донце. На правобережье Дона, в открытой части Донбасса, палеогеновые отложения большей частью размыты, а в некоторых слоях они совсем не образовывались. В ряде горизонтов палеогеновые отложения отсутствуют и в зоне восточного погружения Донбасса или они представлены сравнительно маломощными слоями.

Как и в полосе Азовской антеклизы, здесь формирование палеогеновых отложений в значительной степени определялось структурно-тектоническим планом продолжающегося на восток складчатого Донбасса (вал Карпинского). По-видимому, в течение всего палеоценового времени эта крупная тектоническая структура не претерпевала глубоких погружений, а занимала вместе с Азовской антеклизой сравнительно высокое положение по отношению к широким площадям Азово-Кубанской впадины. На некоторых участках, связанных с более мелкими структурами погруженного Донбасса, рассматриваемая площадь выходила на дневную поверхность.

В результате высокого положения область восточного погружения Донбасса являлась зоной конечных береговых линий некоторых развивающихся с юга трансгрессий палеогенового бассейна; севернее этих береговых линий трансгрессии не продвигались. Некоторые палеогеновые трансгрессии совсем не достигали данной приподнятой территории или захватывали наиболее опущенные участки (рис. 8, 12).

Как и в настоящее время, в течение всего палеогена максимально приподнятым оставался западный край рассматриваемой части Донбасса. Значительные погружения испытывали его восточные и северо-восточные участки, где палеогеновые отложения накапливались достаточно мощными слоями, хотя литологически и весьма мелководными. В особенности мелководными осадками представлены палеоценовые отложения и нижние части эоценовой толщи.

Кроме чисто тектонического фактора, в формировании палеогеновой толщи на данной территории, как и южнее — в области Азово-Кубанской впадины, большое влияние оказывала отмечавшаяся выше крупная речная артерия, вносящая огромные массы кластогенного материала в палеогеновый бассейн. Палеоценовые и ниже-среднеэоценовые отложения здесь сложены преимущественно кластогенными осадочными породами, хотя и сильно переработанными морскими течениями.

Третичные, в частности палеогеновые, отложения данной полосы

рассматривались Н. А. Соколовым (1893). Разработанная им детальная стратиграфическая схема не утратила своего значения и до настоящего времени. Стратиграфическим расчленением третичных формирований на некоторых участках Восточного Донбасса занимался В. В. Богачев (1910). Для несколько более западных площадей бассейнов рек Сев. Донца и Дона большие исследования проведены Б. К. Лихаревым (1918, 1928), который дал подробные описания карбона, а также палеогеновых и меловых отложений.

В бассейне нижнего течения Сев. Донца и его притоков мезокайнозойские и, особенно, каменноугольные отложения, в течение ряда лет изучались В. И. Яворским (1927, 1929). Изданные им карта и геологический очерк северо-восточной части Донецкого бассейна в известной мере не потеряли своей актуальности до настоящего времени. Этой же северо-восточной периферии Донбасса касался в своих исследованиях Н. С. Шаткий (1924, 1937). Особенно детально он рассматривает вопросы тектоники и происхождения Донецкого бассейна. Затрагивает он также вопросы стратиграфии верхнемеловых и палеогеновых отложений.

В период с 1936 по 1940 г. значительные работы на этой территории были выполнены геологами Азово-Черноморского геологического управления (А. П. Кичапov, 1937, 1938; П. М. Петров, 1938, 1939; В. П. Воинов, 1941; Н. А. Григорович-Березовский, 1939).

Из послевоенных работ следует прежде всего отметить VII том «Геологии СССР» (1944). Эта крупная обобщающая работа, опубликованная под редакцией П. И. Степанова, касается главным образом каменноугольной толщи Донбасса. Однако в ряде разделов детально рассматриваются мезокайнозойские, в частности палеогеновые, отложения для некоторых районов периферийных зон Большого Донбасса. Несколько позже были опубликованы работы А. Я. Дубинского (1951, 1958) — о тектонике северной окраины Донбасса, И. Ю. Лапкина (1956) — о Преддонецком прогибе, В. С. Попова (1953) — о тектоническом строении северной части Донбасса. Эти авторы рассматривают вопросы тектонических проявлений среди мезозойских отложений и на территории Восточного Донбасса.

В последнее время здесь весьма большие геокартировочные и буровые исследования проводились Волго-Донским геологическим управлением. Многочисленные скважины были пробурены в основном с целью изучения угленосных площадей в бассейне рек Быстрой (Тацинская угленосная площадь) и Кагальника (Морозовско-Николаевский профиль), а также по Цимлянскому профилю. Результаты этих исследований изложены в многочисленных рукописных фондовых материалах (В. Н. Зубцовский, И. Н. Соколова, Н. Г. Анисимова, Е. И. Пугаченко и Н. А. Добруцкая, И. И. Томкович, Д. П. Филиппов, Т. А. Нишанянц, С. Г. Прокопченко и др.).

Керновый материал буровых скважин в значительной своей части подвергнут подробному микрофаунистическому изучению. Особенно детально исследовались микрофаунистические комплексы верхнеэоценовых и палеоэоценовых отложений. Начало планомерному изучению эоценовых фораминифер в данном районе было положено А. П. Кичапovым (1939), который обстоятельно рассмотрел комплексы фораминифер из естественных обнажений эоцена в бассейне р. Быстрой. Впервые палеоэоценовые фораминиферы изучались В. П. Василенко и К. Н. Негадаевым-Никоновым (1954, 1955). В течение ряда лет микрофауной меловых и палеогеновых отложений занимались М. М. Беляева и Ю. П. Никитина. Значительные микрофаунистические исследования для некоторых участков рассматриваемой территории выполнены Е. П. Лазаревой (1953, 1956).

Собственно литологическое изучение, за исключением полевых визуальных наблюдений, здесь не проводилось. Детальные минералогические и петрографические исследования палеогена были проведены в 1950—1951 гг. В результате этих исследований среди палеоценовых столжений был выделен горизонт детритусовых известняков и кремнистых пород, наименованный «тацинским» горизонтом палеоцена (И. А. Шамрай, 1959).

Следует отметить большие исследования палеогеновых отложений, выполненные при проектировании и строительстве Цимлянского гидроузла в 1947—1952 гг.

В геотектоническом отношении рассматриваемый район определяется как крайняя мелкоскладчатая зона северо-восточного Донбасса. Н. С. Шатский (1937), А. Я. Дубинский (1958), М. В. Усков (1956, 1958) и др. считают, что геотектоническое развитие Большого Донбасса происходило в два этапа: в первый, герцинский цикл, начавшийся в палеозое, и второй, альпийский (мезокайнозойский) геотектонический цикл. Наиболее сильные геотектонические движения герцинского цикла обусловили формирование в данном районе серии небольших складок, захвативших каменноугольные отложения.

Мезозойские и, особенно, палеогеновые отложения в слабой степени повторяют герцинский структурный план карбона. Лишь местами мезокайнозойские отложения опущены на участках развития герцинских синклиналильных структур и приподняты в зонах антиклинальных поднятий. В частности, К. Н. Негадаев-Никонов и Д. П. Филиппов (1955) считают, что на Тацинской угленосной площади наиболее мощно представлены палеоценовые отложения приурочены к синклиналильной структуре, выделяемой ими под названием Быстрянской синклинали.

Более существенное значение в формировании палеогеновых отложений имели тектонические движения по линии отмечавшегося выше Главного Северного надвига. А. Я. Дубинский определяет здесь амплитуду сброса в 1000—1500 м. По-видимому, нарушения типа глыбовых перемещений продолжались и в палеогеновое время, что обусловило к югу от надвига увеличение мощностей палеогеновых отложений и, главное, их сохранение.

Однако отмеченные тектонические проявления оказывали чисто местное и локальное влияние на формировавшиеся палеогеновые толщи. Наиболее важное значение в образовании палеогеновых слоев на данной площади, как и на рассмотренных выше более южных территориях, имели тектонические движения регионального порядка. Именно они вызывали широкие трансгрессии палеогенового бассейна и его регрессивные сокращения.

## ПАЛЕОЦЕН

На значительной площади Восточного Донбасса палеоценовые отложения отсутствуют, как отсутствуют они и на территории открытого Донбасса. Многочисленными скважинами на правом берегу Нижнего Дона, а также в нижних течениях Сала и Западного Маныча были вскрыты лишь эоценовые отложения, залегающие на размытой верхнемеловой и местами на каменноугольной поверхности. Достаточно мощные палеоценовые слои установлены несколько восточнее, в разрезе Сало-Манычской площади. Также мощными слоями палеоцен представлен на левобережье нижнего течения Сев. Донца, собственно, уже в северо-восточном крыле Донецкого выступа (бассейн нижнего течения рек Быстрой и Кагальника).

На левобережье Сев. Донца палеоценовые отложения представлены

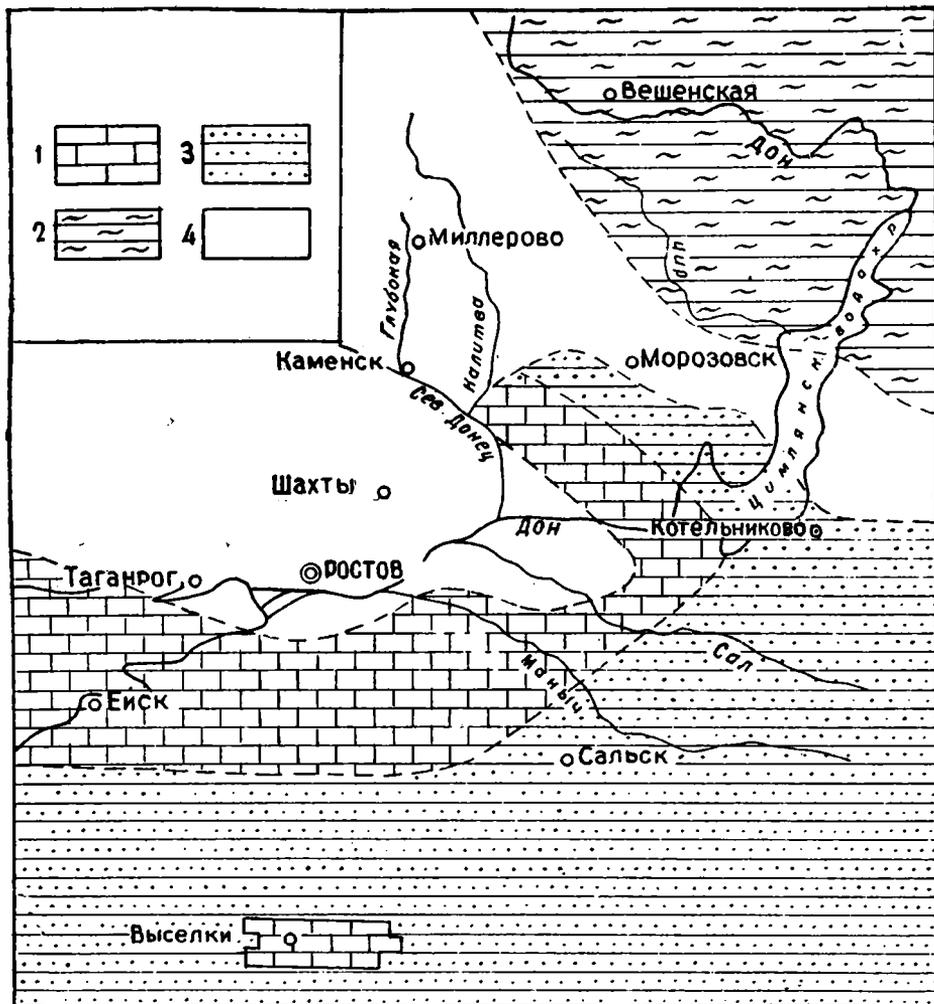


Рис. 12. Литофации нижнего палеоцена:

1 — известняки мелководные, прибойные; 2 — пески цеолитизированные мелководных приустьевых фаций; 3 — пески с прослоями глин, известняков и известковистых песчаников (фация течений); 4 — отсутствие нижнего палеоцена.

в типичных прибрежно-мелководных фациях с мощными детритусовыми известняками периферийного окаймления Донецкого выступа (рис. 12). В разрезе Сало-Маньичской площади эти отложения выражены фацией сублиторальных течений и составлены почти исключительно песчанистой толщей.

### Быстряно-Кагальницкая площадь

Многочисленным бурением палеоценовые отложения установлены на очень значительной части Быстряно-Кагальницкой площади. Они прослеживаются с северо-запада на юго-восток широкой полосой (до 30—40 км), от р. Быстрой и до нижнего течения Дона. Полоса захватывает бассейн рек Кагальника и Кумшака.

На западе и юго-западе эта полоса ограничивается выходами каменноугольной толщи на дневную поверхность (восточная и северо-восточ-

ная граница открытого Донбасса). На севере и северо-востоке площадь распространения палеоценовых отложений прерывается так называемым Главным Северным надвигом Большого Донбасса (А. Я. Дубинский, 1954).

Как установлено многочисленными скважинами, палеоценовые отложения или залегают непосредственно на размытой каменноугольной поверхности (юго-восточная часть площади), или контактируют с размытыми слоями верхнего мела. Сверху палеоценовые отложения почти повсеместно контактируют с песчанистыми или песчанисто-глинистыми накоплениями эоцена. Местами на контакте хорошо устанавливается небольшой горизонт грубых песчанистых пород с галечно-гравийным материалом, что указывает на трансгрессивный, размытый характер контакта.

Меловые формирования в непосредственном контакте с палеоценом на различных участках, в зависимости от глубин размыва, неоднородны и представлены опоками, алевролитами и прочными, заметно брекчированными и трещиноватыми, тонкоструктурными известняками (мергелями) маастрихта и главным образом кампана.

Палеоценовые отложения в своем основании (базальный горизонт) обычно выражены небольшой пачкой (мощностью до 1,5—2 м) известковисто-кремнистых, песчанистых гравелитов или гравийных грубозернистых песчаников. Местами, главным образом в южной части разреза, палеоцен начинается слоем (мощностью до 3—4 м) известковых глин с разрушенной фауной пелеципод и гастропод. Глины темно-серые, почти черные, содержат в своем составе обильный тонокый сульфидный материал и мелкий углисто-растительный шлам, что указывает на их болотно-лагунный фациальный характер.

Прочные известковисто-кремнистые гравелиты и гравийные песчаники базального горизонта представлены преимущественно обломками меловых и каменноугольных пород: опок, прочного известняка и кремня. Реже встречаются кварц и фосфориты. Содержится также значительное количество перетертой фауны. Как и в аналогичных палеоценовых породах Азово-Кубанской впадины, здесь наблюдаются окатанные включения зеленого глиноподобного глауконита. В составе этого минерала присутствуют частые включения типичного глауконита.

Известковистые гравелиты на рассматриваемой площади постепенно переходят в мощные пачки детритусовых известняков, сменяющихся в свою очередь прочными, известковистыми опоками. Мощность известкового горизонта варьирует от 15—20 м в бассейне р. Кагальника до 40—60 м на р. Быстрой, в окрестностях хут. Ново-Павловского (рис. 13).

Макроскопически это крупнозернистые породы серой или зеленовато-серой окраски. Лишь в некоторых слоях, главным образом в средней части горизонта, известняки приобретают тонкозернистую структуру и мергелевидный облик. Породы большей частью весьма прочные и монолитные, но нередко они характеризуются хорошо заметной плитчатой текстурой.

В известняках наблюдается значительное количество плохо сохранившихся пелеципод и гастропод. Весьма характерным для этих пород является наличие в них включений мелких галек своеобразного интенсивно-зеленого глинистого глауконита, постоянного для нижнепалеоценовых разрезов и других, сравнительно удаленных районов.

Изучение большого числа образцов пород, отобранных по различным скважинам, показало, что микроструктура их имеет резко детритусовый или даже детритусово-шламовый характер. Они составлены обычно мелкими обломками перетертой фауны и отчасти известковой флоры. Кроме чисто органического известкового материала, в породах

присутствуют в небольшом количестве обломки тонкоструктурного каменноугольного известняка и известковые оолиты. Наконец, нередко важное породообразующее значение в данных породах имеет песчаный материал.

Цементация подобных известкостисто-песчанистых пород, как, собственно, и чистых разностей известняков, обусловлена хорошо раскры-

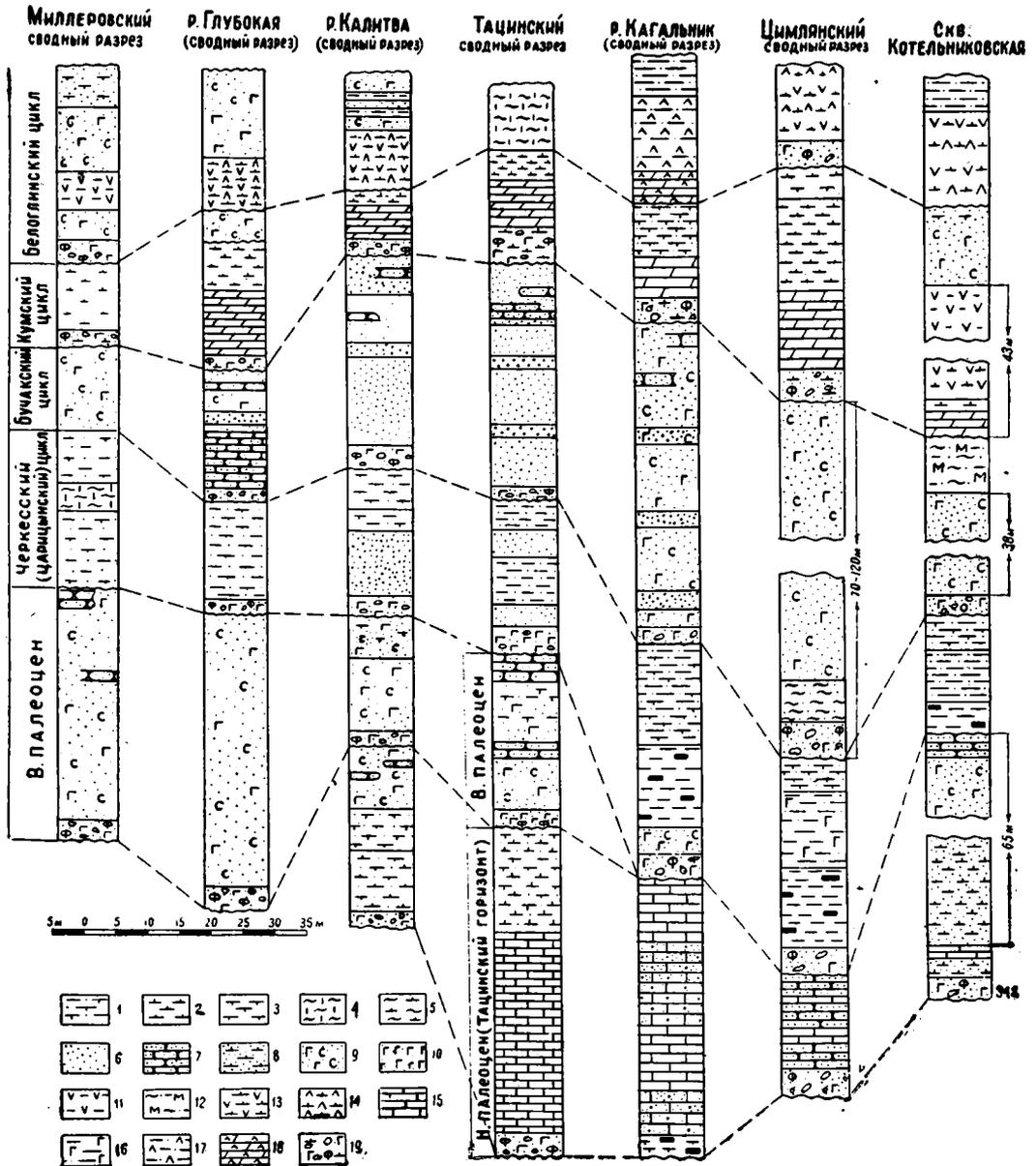


Рис. 13. Разрезы палеогена бассейна Нижнего Дона и нижнего течения Сев. Донца: 1 — глины опоквидные; 2 — глины известковые; 3 — опоки глинистые; 4 — опоки алевритистые; 5 — алевролиты известковые; 6 — пески мелкозернистые; 7 — песчаники кремнистые; 8 — пески известковые; 9 — пески цеолит-глауконитизированные; 10 — глауконититы; 11 — глины диатомовые; 12 — миктолиты; 13 — глины известковые, диатомовые; 14 — радиолярит-спонголиты известковые; 15 — известняки детритусовые; 16 — глины глауконитизированные; 17 — глины песчаные, радиолярит-спонголитовые; 18 — известняки мелоподобные, радиолярит-спонголитовые; 19 — гравелиты фосфоритовые, известковые.

сталлизованным мелкозернистым или среднезернистым кальцитом. В верхней части горизонта в качестве цемента присутствует, в больших или меньших количествах, стекловидный желтоватый опал. Содержание опала кверху горизонта постепенно повышается, и известняки переходят в кремнисто-известковистые породы и почти чистые опоки следующего палеоценового горизонта.

Горизонт известковистых опок составлен прочными монолитными породами темно-серой и нередко почти черной окраски. Макроскопически в них почти всегда наблюдаются включения органогенного известкового материала и агрегаты зеленого глиноподобного глауконита.

В породах отмечается очень высокое содержание опала. В отдельных слоях породы имеют почти чисто опаловый состав. Последний выражен в основном плотной гелеобразной стекловидной массой желтоватой окраски. Нередко опал обладает глобулярно-зернистой структурой. В значительной части опаловая масса имеет органогенный характер и представлена спиккулами губок и радиоляриями, обычно плохой сохранности.

Так же постоянно в этих кремнистых породах присутствует известковый материал. Как и в подстилающем горизонте, он представлен тем же известковисто-органогенным детритусом и шламом. В порах и пустотах выкристаллизовался мелкокристаллический хемогенный кальцит. Карбонатность пород около 15—20%, но иногда она повышается до 35—40%.

Как и в залегающих ниже известковистых слоях, в породах содержится мелкий песчанистый материал с максимальными размерами зерен 0,15—0,20 мм. Его содержание обычно колеблется в пределах 10—12% и лишь в нижней части горизонта достигает 20%. По составу песчанистый материал преимущественно кварцевый; в небольшом количестве содержится глауконит, изредка встречаются фосфатные оолиты.

Максимальная мощность горизонта кремнистых пород по р. Быстрой (Тацинская угленосная площадь) составляет 20—25 м. На р. Кагальнике (Морозовско-Никлаевский профиль) пачки этих кремнистых пород в приосевых участках синклинали достигают 40—45 м. На юго-восток, в сторону Дона, кремнистые слои, как и горизонт известковистых пород, размыты, и палеогеновые слои здесь выражены исключительно эоценовыми породами, залегающими на меловой и местами на каменноугольной поверхности.

Также размыты известковисто-кремнистые породы на севере и северо-востоке площади, вблизи надвиговой линии Донбасса. Они замещаются здесь третьим, верхним песчанистым горизонтом палеоцена. В основании этого горизонта, на контакте с известковисто-кремнистыми породами, обычно прослеживается небольшой, меняющийся в мощности гравелит-галечный пласт.

Мощность третьего, хорошо выделяющегося песчанистого горизонта палеоцена, в свою очередь также сильно размытого, меняется от 30—40 м (в центральной части площади) до 10—15 м (вблизи дизъюнктивной линии Главного Северного надвига). С залегающими выше слоями эоцена горизонт контактирует с явным размывом. В кровле горизонта, на границе с эоценовыми слоями, почти всегда прослеживается небольшая пачка гравелит-галечных песчанистых пород.

Литологически горизонт характеризуется исключительно песчанистыми породами, меняющимися от прочно сцементированных кремнистых песчаников до рыхлых, заметно цеолитизированных песков. Обычно песчаники залегают в нижних частях горизонта, хотя их желвачные образования типа кварцитов встречаются и в верхних слоях.

Окремнение песчаников, как и залегающих ниже известковисто-кремнистых пород, несомненно, следует связывать с древними вторичными гипергенными процессами, обусловленными выходами пород на дневную поверхность в предэоценовое время.

В структурном отношении песчаные породы меняются от мелкозернистых до грубозернистых. Последние распространены в нижней части горизонта (табл. 19). Крупный песчаный материал большей частью окатан.

Таблица 19

Механический состав верхнепалеоценовых песков по скв. 42 (Морозовско-Николаевский профиль), %

Место отбора породы	Фракция, мм						
	> 0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	< 0,005
Нижние слои	10,4	14,1	26,0	16,7	9,4	15,9	7,5
Верхние слои	0,8	3,6	49,2	21,1	6,5	12,8	6,0

Как видно из табл. 19, для верхнепалеоценовых песков характерно несколько повышенное содержание тонких глинистых фракций (0,01). На первый взгляд, это может указывать на слабую отсортированность песков. Однако исследование тонких фракций показало, что они составлены главным образом аутигенным материалом — цеолитом и глобулярным опалом. Собственно, песчаный материал достаточно хорошо отсортирован.

В двух нижних известковисто-кремнистых палеоценовых горизонтах В. П. Василенко и К. Н. Негадаев-Никонов (1955) на Тацинской площади и Ю. П. Никитин в Морозовско-Николаевском профиле определили богатый комплекс микрофауны фораминифер, типичный для нижнего палеоцена. В составе форм, по данным В. П. Василенко (1955), особенно характерными для палеоценовых слоев являются: *Cibicides lectus* Vass., *Cibicides lunatus* (Brotz.), *Anomalina grosserugosa* (Gumb.), *Anomalina praeacuta* Vass., *Reussella paleocenica* (Brotz.), *Globulina gibba* Orb., *Guttulina communis* Orb. и др. Ряд этих форм, по мнению В. П. Василенко, является общим и для палеоценовых отложений шведских разрезов.

Несомненным возрастным и литофациальным аналогом тацинских слоев является относимый к эльбурганской свите горизонт известковистых и известковисто-песчанистых пород северной части Азово-Кубанской впадины и Приазовья. В этих породах З. А. Антоновой (1960), Е. К. Шуцкой (1956, 1960) и др. установлен комплекс микрофауны, почти аналогичный микрофаунистическому комплексу тацинского горизонта. Вместе с полным литологическим и фациальным сходством, это позволяет с достаточной уверенностью датировать рассматриваемые породы Быстряно-Кагальницкой площади нижнепалеоценовым возрастом и также относить их к эльбурганской свите.

Литологически и фациально детритусовые известняки и в большей части известковисто-кремнистые слои тацинского горизонта, как и аналогичные им породы Азово-Кубанской впадины и Азовской антеклизы, следует относить к типичным формированиям прибрежно-прибойной зоны моря. Они образовывались в трансгрессивной мелководной полосе, которая окружила вдававшийся с запада, в виде полуостровной суши, приподнятый выступ Донецкого бассейна.

Палеонтологически не охарактеризованы песчаные слои верхнего палеоценового горизонта на данной площади. Как и на рассмотренных

выше южных площадях, они главным образом по стратиграфическому положению должны быть отнесены к верхнему палеоцену. Пачки этих песчаных слоев с размытым контактом залегают на известковистых и кремнисто-известковистых слоях тащинского горизонта (эльбурганская свита). В свою очередь с размытым, трансгрессивным контактом на них налегает песчаная толща нижнего — среднего эоцена.

Наличие следов размывов в нижнем и верхнем контактах песчаного горизонта указывает на принадлежность этого горизонта к самостоятельному трансгрессивно-регрессивному циклу, последовавшему после эльбурганского седиментационного цикла. По сходству с палеоценовыми разрезами в области Азово-Кубанской впадины этот самостоятельный циклический комплекс должен соответствовать седиментационному циклу Горячего Ключа.

### Цимлянско-Котельниковская площадь

Палеоценовые слои Цимлянско-Котельниковской площади, захватывающей правобережье и левобережье южной части Цимлянского водохранилища, также имеют постоянное и достаточно мощное развитие. Однако палеоценовый разрез здесь заметно отличается от разреза тащинского типа. Он имеет более глубоководный характер. Непосредственный берег Донецкого выступа находился несколько юго-западнее.

Достаточно охарактеризованные микрофауной палеоценовые отложения залегают на размытых слоях верхнего мела. Сверху они постоянно контактируют с глинистыми породами эоцена. Верхний контакт также, по-видимому, размыт, что подтверждается болотно-лагунным характером эоценовых глин в их нижних слоях и наличием в приконтактных зонах гравелит-галечного материала. Глубина залегания палеоценовых отложений здесь колеблется от 200 до 350 м. Мощность их на этой площади значительно сокращается и обычно не превышает 35—40 м, редко возрастая до 75—80 м (котельниковский разрез), главным образом за счет увеличения мощности верхнего песчаного горизонта.

На основании литологических признаков в составе палеоценовой толщи здесь удается выделить два горизонта (рис. 13): нижний, соответствующий собственно тащинским детритусовым кремнисто-известковистым слоям, и верхний, являющийся продолжением верхнего же горизонта глауконитизированных песков и песчаников рассмотренных выше разрезов.

Нижний горизонт палеоценового разреза, имеющий небольшую мощность (на юге — до 10—12 м и на севере — до 2—3 м), сложен сравнительно слабо сцементированными породами, меняющимися от типичных детритусово-известковистых песчаников, до песчаных известковистых опок. Присутствующий в породах в переменных количествах кварц-глауконитовый песчаный материал имеет мелкозернистый и местами алевритистый характер. Лишь вблизи контакта с меловой поверхностью песчаные элементы укрупняются до 0,5—0,7 мм. Здесь же, в контакте с подстилающими слоями маастрихта, встречаются частые мелкие гальки опок, фосфорита, мергеля и кварца.

Карбонатность пород колеблется от 3,4% до 16,8%. Известковый материал представлен преимущественно тонким хемогенным кальцитом. С меняющимися по разрезу содержаниями наблюдаются органогенные остатки — фораминиферы и обломки макрофауны. Следует отме-

тить, что детритусовый материал здесь по сравнению с западными разрезами таинских слоев содержится в заметно меньших количествах. Это объясняется тем, что на данной площади получили развитие самые краевые, глубоководные части выклинивающейся фации детритусовых известковисто-кремнистых отложений.

Определения содержащейся в известковисто-кремнистых породах микрофауны (М. М. Беляева, С. С. Челмокаева) показали типичный для таинского горизонта комплекс. Среди достаточно многочисленных форм установлены *Anomalina praecuta* Vass., *Anomalina danica* (Brotz.), *Cibicides lobatulus* (Walk. et Jacob), *Siphonina prima* Plumm., *Trifarina praecursoria* Moros., *Gyroïdina octocamerata* Cushm. et Hanna, *Cibicides favorabilis* Vass. и др.

Комплекс этой микрофауны позволяет считать, что горизонт известковисто-кремнистых пород, залегающий в нижней части палеогеновой толщи на Цимлянско-Котельниковской площади, несомненно, является аналогом таинского горизонта нижнего палеоцена. Это подтверждается также его общим литологическим характером.

Верхний палеоцен, как и в западных разрезах, представлен горизонтом большей частью рыхлых, неравномерно глауконитизированных песков. Его нижний контакт с подстилающими кремнисто-песчанистыми породами размыт. Это подтверждается наличием в основании горизонта небольшого базального слоя, сложенного глауконитом с крупным кварцевым песком и гравийным материалом.

Гравийный материал базального слоя представлен преимущественно фосфоритом, обломками опски и глинистыми катунами. Глауконитит хорошо отсортированный, крупнозернистый. Содержание глауконита по некоторым скважинам достигает 60—65%, что указывает на его аллохтонный характер, типичный для базальных формирований.

Пески, слагающие верхний горизонт, мелкозернистые, хорошо отсортированные, хотя содержащийся в них обильный тонкий цеолитовый материал обуславливает их несколько глинистый облик. В верхних частях горизонта, на границе с глинами, цеолит почти полностью замещается глобулярным опалом, образовавшимся за счет разложения цеолита. По-видимому, в результате разложения цеолита происходило и окремнение желваков сливного песчаника. Этим же разложением, подтверждающим существование перерыва между песчанистым горизонтом и эоценовыми глинами, следует объяснить присутствие в песках, вблизи их верхнего контакта, бурого окисленного глауконита.

Литогенетически пески верхнего палеоцена на данном участке, как и в рассмотренных выше районах, безусловно, нужно относить к фации морских течений. Это подтверждается их широким площадным распространением и, особенно, высокой отсортированностью песчанистых масс в их терригенной части (табл. 20). Также хорошо отсортирован в верхнепалеоценовых песках глауконит. Размеры зерен песчанистого материала в различных слоях несколько изменяются, но в каждом отдельном слое, как показали микроскопические исследования и механические анализы, эти структурные элементы имеют почти одинаковый размер.

Некоторое увеличение в песках тонких фракций относится почти исключительно за счет цеолита или, в верхних слоях горизонта, за счет глобулярного опала. Однако как первый, так и второй являются, несомненно, аутигенными. Как показали исследования (Г. И. Бушинский, 1950; Н. В. Ренгартен, 1950; И. А. Шамрай, 1951, 1952), цеолит образо-

ва́лся при диагенетических изменениях отложившегося осадка; опал — в результате гипергенных изменений осадочных, цеолитсодержащих песчаных масс в фазу перерыва.

Терригенный песчаный материал верхнепалеоценовой толщи имеет почти чисто кварцевый состав. Полевые шпаты, большей частью сравнительно свежие (ортоклаз, кислый плагиоклаз, редко микроклин), содержатся в песках в количестве не более 3—5%. В наиболее мелкозернистых разностях песков заметны слюды (бесцветная и зеленая слюда).

Таблица 20

Механический состав верхнепалеоценовых песков цимлянского и котельниковского разрезов, %

Разрез	Место отбора породы	Фракция, мм						
		> 0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005
Цимлянский	Нижние слои (скв. 78)	0,2	8,3	46,9	21,6	6,7	10,2	6,1
	Средние слои (скв. 80)	—	—	19,6	27,9	31,1	9,0	12,4
	Верхние слои (скв. 80)	—	13,8	52,3	5,5	8,6	14,5	5,3
Котельниковский	Нижние слои (скв. 104)	—	0,6	52,2	31,1	5,7	7,9	2,5
	Средние слои (скв. 104)	—	1,4	43,9	38,3	2,9	9,4	4,1
	Верхние слои (скв. 104)	—	0,8	67,0	16,9	3,5	8,1	3,7

Таким образом, палеоценовые слои на Цимлянско-Котельниковской площади составлены значительно измененными типами осадков по сравнению с отложениями более западных разрезов. На данной площади весьма резко уменьшается мощность таинских слоев, и литологически они приобретают в основном песчаный характер. Несравненно меньшее значение имеет здесь кремнистый опаловый материал, в результате чего породы представлены преимущественно слабо сцементированными разностями.

Вместе с тем в этих разрезах остаются постоянными общие, характерные для нижнего палеоцена литологические признаки, выраженные в значительной карбонатности пород и повышенных содержаниях в них известковистого детритуса.

### Сало-Манычская площадь

Палеоценовые слои значительной мощности (до 100—200 м) вскрыты в ряде скважин на водоразделе между реками Салом и Манычем, на восточном погружении Донбасса и в области Сальского вала. Палеоценовые отложения в этом районе ложатся на различные горизонты верхнего мела; подошва их прослеживается на глубинах от 460 до 900 м, увеличивающихся на юге площади. Также к югу, в сторону Азово-Кубанской впадины, увеличиваются мощности палеоценовых отложений.

По литологическим признакам палеоценовая толща в данном районе сложена преимущественно песчаными и алевроит-песчаными накоплениями. В отличие от рассмотренных выше более западных и

северо-западных разрезов здесь появляются пачки глинистых пород. В этом отношении палеоценовые разрезы Сало-Маньчского водораздела напоминают толщу палеоцена северной части Азово-Кубанской впадины. Как и на территории последней, здесь породы нецементированные, среди них отсутствуют кремнистые представители.

Заметно выражен в палеоценовых слоях Сало-Маньчского водораздела общий и характерный для палеоцена литологический признак — карбонатность пород. Типичные известняки в разрезе почти отсутствуют, но ряд песчанистых и глинистых слоев характеризуется достаточно заметной карбонатностью, иногда до 12—15%. Известковистый материал представлен преимущественно хемогенным кальцитом, местами известковистым детритусом.

С целью более конкретного представления о литологических особенностях палеоценовых слоев, приведем краткое описание разреза по куберлинской скважине, заложенной в окрестностях хут. Комарова.

1. Песок крупнозернистый, глауконитизированный, с обломками макрофауны и гравием, представленным фосфоритом и опоками. Слой залегает на размытой каменноугольной поверхности (глинистые сланцы). Мощность — 3,6 м (462,6—459 м).

2. Пески и песчанистые глины слабо сцементированные. Пески меняются в различных слоях от мелкозернистых до тонкозернистых. Мощность горизонта — 47 м.

3. Глина алевроит-песчанистая, серая, слабо известковистая с бурожелезистыми пятнами, с редкой фауной — 4 м.

4. Пески глауконитизированные, мелкозернистые, внизу крупнозернистые с гравийным материалом, представленным фосфоритом и обломками опок. В средней части горизонта прослежен небольшой, до 2 м, слой известковистого прочного песчаника с ядрами макрофауны. Мощность — 35 м. Наличие гравийного материала в основании горизонта позволяет предполагать существование перерыва между этим горизонтом и подстилающими его глинами с признаками окисления.

5. Глины неизвестковистые, серые, аргиллитоподобные, светлые — 10 м.

Выше залегает толща эоцена (черкесская свита), начинающаяся небольшой пачкой темно-серых, почти черных гумусированных глин, сменяющихся затем мощными глауконитизированными песками.

Петрографическое изучение песков, составляющих основную массу пород палеоценового разреза, показало, что в структурном отношении эти породы мелкопесчанистые, реже алевроит-песчанистые. По минералогическому составу пески имеют кварц-глауконитовый характер. Содержание глауконита колеблется в пределах от 8 до 15%. Песчанистый материал в его терригенной части, как и вообще в палеогене на юге Русской платформы, олигомиктовый и характеризуется обычно почти чисто кварцевым составом. Полевые шпаты содержатся в количествах не более 3—6%. В наиболее мелкозернистых разностях песков присутствует в небольшом количестве слюда, в частности ее зеленая разновидность. В повышенных количествах, особенно в мелкозернистых песках, наблюдается углисто-растительный шлам.

Аутигенный комплекс минералов представлен, кроме глауконита, пиритом и цеолитом. Однако последний в палеоценовых породах данного разреза присутствует в заметно меньших количествах, по сравнению с рассмотренными выше разрезами. Органогенный материал, кро-

ме отмеченного углисто-растительного шлама, представлен редкими радиоляриями и обломками фауны.

Прослеживающиеся в толще палеоцена по данному разрезу несколько пачек глинистых пород характеризуются отчетливо выраженной слоистой текстурой. По структурным и минералогическим особенностям это обычно очень сложные, смешанные породы. Собственно глинистое вещество имеет чаще всего подчиненное значение. В составе этих пород в больших количествах содержится тонкий пелитовый кварцевый материал. Присутствуют также более крупные терригенные песчанистые и алевритистые структурные элементы. В повышенных количествах содержится цеолит. Он связан главным образом с ходами илюедов и с тонкими алеврит-песчанистыми присыпками на плоскостях наложения. Зачастую обильно представлен углисто-растительный шлам и железисто-сульфидный материал, часто в виде тончайших шарообразных сросточков и псевдоморфоз по растительным остаткам. Изредка наблюдаются радиолярии, спикулы губок, фораминиферы, обломки макрофауны и кокколитофориды.

Карбонатно-известковый материал, кроме органогенных остатков, встречается также в виде тонких рассеянных хемогенных масс и местами в виде цемента песчаников. В последних известковый материал перекристаллизован и имеет пойкилитовую структуру.

По разрезу куберлинской скважины определялась фауна фораминифер В. Г. Морозовой и Ю. П. Никитиной. Ими установлены в нижних глинистых слоях *Reophax* ex gr. *suzakensis* Byk., *Ammobaculitas* aff. *midwayensis* (Plumm.), *Rhabdammina cylindrica* Glaes., *Proteonina difflugiformis* (Brady), *Ammomarginulina planum* Byk., *Acarinina* ex gr. *pentacamerata* Subb., *Acarinina* ex gr. *crassaformis* (Gall. et Wissl.), *Haplophragmoides* ex gr. *caucasicus* Moros.; в верхних — *Globigerinella aecuilateralis* (Brady), *Spiroplectammina* ex gr. *spectabilis* Grzyb., *Globigerina bulloides* Orb., *Harmosina ovulum* Grzyb., *Globigerina subsphaerica* Subb. и др.

В. Г. Морозова (1952), основываясь на этой фауне, считает возможным отнести всю толщу к верхнему палеоцену. Однако достаточно определенно выраженные литологические особенности толщи и сопоставление ее с разрезами Азово-Кубанской впадины и соседней к северу Цимлянско-Котельниковской площади позволяют прийти к выводу, что в разрезе представлены главным образом нижние слои палеоцена. К верхнему палеоцену возможно отнести лишь самую верхнюю пачку глин, окремнение которых указывает на размыв верхнего палеоцена. В соседних к югу скважинах Сальского вала (скв. 1, 2, 3) верхний палеоцен представлен более мощно.

Со всей очевидностью, подтверждаемой многочисленными разрезами Азово-Кубанской впадины и северо-восточной периферии Донбасса, здесь должны быть выделены аналоги таинских или эльбурганских слоев. По разрезу куберлинской скважины к ним относится горизонт (408—373 м) известковых глауконитизированных песков и песчаников с рассеянной фауной и детритусом.

Повышенная карбонатность пород и наличие известковистого детритуса повсеместно являются типичными лишь для нижнего палеоцена. Собственно, подобными же, обычно заметно известковистыми породами с рассеянным органогенным известковистым материалом нижний палеоцен представлен и на Волге.

Остается не совсем ясным стратиграфическое положение нижнего песчанисто-глинистого горизонта, залегающего на каменноугольной поверхности и отделяющегося от таинских слоев перерывом, выражен-

ным базальными гравелит-песчанистыми образованиями. Этот горизонт, сложенный достаточно мощными алеврит-песчанистыми глинистыми слоями, прослеживается под эльбурганской свитой на широкой площади Азово-Кубанской впадины. Г. А. Малышек и З. А. Антонова по песчанокопской и новоминской скважинам относят его к дат-палеоцену. Однако не исключено, что этот горизонт является самым нижним подразделом нижнего палеоцена и, согласно схеме Б. П. Жижченко (1958), относится к кубанской свите.

Таким образом, в разрезе куберлинской скважины, как и в разрезах Азово-Кубанской впадины, выделяется три горизонта: слой кубанской свиты, аналоги эльбурганской свиты (в частности, тащинского горизонта) и аналоги свиты горячего ключа. Последние сильно размыты и сохранились лишь небольшой пачкой окремненных сверху слабо карбонатных глин.

Более мощно и полно эти три горизонта сохранились в разрезе Сальского вала (табл. 21). Литологически они представлены в общем теми же комплексами пород, что и в разрезе куберлинской скважины. Однако в средней, эльбурганской части палеоценового разреза, по каротажным данным, более частыми пачками прослеживаются прочные известковистые песчаники или песчанистые известняки.

Таблица 21

Глубина залегания и мощность палеоценовых отложений Сало-Маньчской площади, м

Разрез	Кубанская свита			Эльбурганская свита			Свита Горячего Ключа		
	Нижняя граница	Верхняя граница	Мощность	Нижняя граница	Верхняя граница	Мощность	Нижняя граница	Верхняя граница	Мощность
Сальский (скв. 1)	895	834	61	834	761	73	761	590	62
Сальский (скв. 2)	641	574	67	574	410	84	490	448	42
Сальский (скв. 3)	505	440	65	440	400	40	400	370	30
Куберлинский	463	408	55	408	373	35	373	362	11

К западу, в бассейне нижних течений Сала и Маньча палеоценовые отложения не сохранились. Они размыты в эоценовое время. В ряде скважин, пройденных на этой площади (хут. Топилинский, сл. Б. Мартыновка и др.) вскрыты лишь эоценовые отложения, залегающие на размытой верхнемеловой поверхности или на каменноугольных слоях. Возможно, что в преэоценовое время здесь палеоценовые отложения типа тащинских были широко распространены.

К востоку, на водоразделе Маньча и Сала, палеоценовые толщи имеют повсеместное развитие. Они представлены здесь почти исключительно песчанистыми накоплениями, также в некоторых слоях заметно известковистыми.

Приведенные описания палеоценовых разрезов, охватывающих значительную территорию Азово-Кубанской впадины и восточного выступа Донбасса, показывают, что палеоценовая толща характеризуется достаточно хорошо выраженной литофациальной общностью. Повышенная известковистость палеоценовых отложений в нижних горизонтах (эльбурганская и отчасти кубанская свиты) повсеместно является наиболее важным и характерным литологическим признаком этих отложений.

В отличие от верхнемеловых и верхнеэоценовых известковистых пород в палеоценовых слоях известковый материал в основном хемогенный и отчасти детритусовый. Мощные толщи известняков верхнего

мела и известковистые породы верхнего эоцена составлены главным образом пелагическими организмами, преимущественно кокколитофорами. Обильные содержания последних в верхнемеловых породах позволяют с достаточной уверенностью проводить границы между верхнемеловыми и палеоценовыми слоями, в составе которых на данной территории кокколитофориды почти отсутствуют.

Нижнепалеоценовый бассейн, широко распространившийся на юге Европейской части страны, по-видимому, развивался в условиях, в значительной мере унаследованных от верхнемелового бассейна. Возможно, еще очень мало изменились климатические условия, а главное в достаточной мере сохранились источники карбонатного насыщения вод нижнепалеоценового бассейна, что обусловило почти повсеместно формирование высококарбонатных осадочных накоплений.

Поступления огромнейших масс карбонатного материала в нижнепалеоценовый бассейн также следует относить за счет размыва верхнемеловых известковистых отложений на больших площадях именно в нижнепалеоценовое время. Наличие во многих местах сильных размывов меловой толщи в контакте с палеоценовыми слоями может служить подтверждением этого предположения.

Иначе говоря, существовал карбонатный этап развития палеоценового бассейна, с которым связано формирование известковистых накоплений, какими являются палеоценовые слои на Северном Кавказе и в Крыму, а также на территории Восточного Донбасса и Приазовья. Надо полагать, что в полосе Крым — Приазовье — Северо-Восточный Донбасс распространялась мелководная прибрежная зона палеоценового бассейна, обусловившая накопление грубых карбонатных осадков, какими, в частности, являются мощные тацинские слои. На юг и юго-запад, как показали исследования кернового материала скважин Азово-Кубанской впадины, палеоцен представлен глубоководными осадками. На востоке и северо-востоке существовали дельто-приустьевые условия осадкообразования, мало способствующие карбонатосаждению и тем более массовому развитию фауны, которая могла бы служить источником накопления детритусовых и детритусово-шламовых известняков, какими сложены тацинские слои.

## ЭОЦЕН

По сравнению с палеоценовыми отложениями слои эоцена на территории Нижнего Дона распространены более широко. Эоценовые формирования достигают достаточно мощного развития также в бассейнах р. Тузлова и нижних течений Сала и Маныча.

Как и в полосе Азовской антеклизы, здесь эоценовые отложения представлены большей частью мелководными накоплениями сублиторальных и литоральных фаций (рис. 8). Разрезы характеризуются стратиграфической неполнотой в результате выпадения ряда отдельных горизонтов эоцена. Последнее указывает на то, что формирование эоценовой толщи происходило в условиях повторяющихся тектонических колебательных движений, обусловивших выход на дневную поверхность значительных площадей и их размыв.

В соответствии с общим структурно-тектоническим планом погружающейся на восток складчатой системы Донбасса, на данной территории можно выделить несколько зон, тектоническое строение которых определенным образом сказывалось в строении и в литофациальном характере формировавшихся эоценовых осадочных накоплений.

Южную часть территории можно выделить как зону юго-восточного крыла складчатой системы Восточного Донбасса. Эта зона охватывает правобережье и левобережье Нижнего Дона и бассейн нижнего течения

рек Сала и Маныча. Эоценовые отложения здесь залегают очень неглубоко и местами выходят на дневную поверхность. Также во многих местах выходят на поверхность подстилающие слои верхнего мела и каменноугольные толщи.

Северная часть площади приурочена к северо-восточному крылу складчатой системы Восточного Донбасса. Данная зона занимает площадь нижнего течения рек Быстрой и Кагальника. Достаточно мощного развития здесь достигают палеоэоценовые отложения, на которые ложатся эоценовые слои, хотя в южной части площади, на Сев. Донце, эоцен залегают на меловой или каменноугольной поверхности.

На востоке территории выделяется Сало-Манычская площадь глубокого залегания эоцена и более древних подстилающих образований (палеоцен, верхний мел, каменноугольные отложения).

### Тузловская площадь

Особого рассмотрения заслуживают эоценовые отложения в бассейне р. Тузлова. Эта площадь захватывает крайнюю, восточную зону открытого Донбасса, характеризующуюся многочисленными выходами эоценовых и более древних, меловых отложений на дневную поверхность. Они прослеживаются здесь в естественных обнажениях,—в склонах многочисленных притоков Тузлова (Малый и Большой Несветай, Люта, Грушевка и др.).

Здесь слои эоцена залегают или непосредственно на размытой каменноугольной поверхности (города Новошахтинск, Шахты), или ложатся на различные слои верхнего мела.

Разрез эоценовых отложений сравнительно небольшой мощности в этой полосе выражен весьма неполно. Наиболее широкого развития достигает средний горизонт верхнего эоцена (кумская свита). Местами достаточно мощными слоями сохранился верхний горизонт верхнего эоцена, а также олигоценовые отложения (реки Малый и Большой Несветай, Грушевка).

Нижний горизонт (кумская свита) представлен типичными глинстыми и глинисто-алевритистыми опоками. Верхняя часть верхнеэоценового разреза сложена однородными кварцевыми, местами сильно глауконитизированными и цеолитизированными мелкозернистыми песками меняющейся мощности. Подобные же два горизонта прослеживаются и в разрезах рек Б. Несветая и Грушевки. На р. Грушевке (к югу от г. Шахты) эти два горизонта, особенно нижний, кремнистый горизонт, выходят на дневную поверхность на правом склоне на расстоянии до 5—6 км. Аналогичный разрез верхнего эоцена хорошо прослеживается в правом склоне р. Б. Несветая на участке сл. Родионово-Несветаевская—хут. Дарьевка. В верховьях р. Керчика буровыми скважинами установлен лишь нижний горизонт.

Почти на всей территории отложения верхнего эоцена перекрываются слоями сармата или понта. Лишь в большенесветаевском разрезе, вблизи сл. Родионово-Несветаевской, прослеживаются олигоценовые слои небольшой мощности, сложенные мелкозернистыми песками с двумя небольшими прослоями монолитно-пластового фосфорита и темносерыми глинами майкопского типа.

Почти повсеместно в основании кремнистых пород залегают небольшой базальный фосфоритовый слой, представленный сильно глауконитизированными, крупнозернистыми песками с частыми мелкими перемытыми и шлифованными конкрециями фосфорита. Этот слой хорошо прослеживается по рекам Малому и Большому Несветая, в обнаже-

ниях на р. Грушевке (в окрестностях г. Шахты). В более восточных разрезах (персиянвский, керчикский, раздорский и др.) фосфоритовый горизонт выклинивается.

Опоки в естественных обнажениях представляют собой однотипные кремнистые породы, мало или почти не отличающиеся от соответствующих кремнистых пород, слагающих кумскую свиту рассмотренных выше разрезов Азовского свода. На р. М. Несветае мощность толщи опок достигает 20 м, хотя некоторые предшествующие исследователи (В. Т. Васильев, 1915; Д. П. Сердюченко, 1933) устанавливают ее в 31 м. В грушевском разрезе, у ст. Каменоломни, мощность опок не превышает 12—15 м.

По общему литологическому характеру опоки представляют собой светлую, слегка буроватую, неравномерно сцементированную породу. Пальцами порода растирается, хотя и с трудом; в воде не распадается, но в отдельных местах несколько размягчается, что указывает на присутствие в опоках некоторого количества глинистых примесей. В обнажениях, в выветрелых поверхностях, опоки обычно не взаимодействуют с соляной кислотой, но в свежих образцах, отобранных из горных выработок (шурфов), эти породы в некоторых слоях реагируют достаточно заметно.

В основной пороодообразующей массе опоки составлены мельчайшими глобулярными частичками опала. Почти всегда встречаются в заметных количествах остатки кремнистых опаловых организмов — спиккулы губок и радиолярии и весьма плохой сохранности диатомовые. В шлифах хорошо заметно концентрирующееся в отдельных линзочках и прослойках, резко поляризующее свет глинистое вещество. В переменных количествах содержится мелкозернистый кварц-полевошпатовый терригенный материал; изредка наблюдается мусковит. В свежих образцах устанавливается в виде довольно частых мелких зерен выветрелый побуревший глауконит.

Карбонатный материал представлен главным образом кокколитофоридами и изредка фораминиферами. Кокколитофориды большей частью плохой сохранности, но в наиболее глинистых разностях опок встречаются достаточно сохранившиеся формы. Среди них в малонесветаевском разрезе установлены *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.), *Septalites triphorus* Schamr., *Pentalithus undatus* Schamr., *Crassiradiatus tridentatus* Schamr., *Cribrosus ellipticus* (Lasar.), *Brachiatus endoechinaceus* Schamr., *Heliodiscoaster acyclicus* Schamr., что позволяет относить опоки к кумской свите.

Преимущественно кремнистый состав опок подтверждается также химическими анализами проб этой породы, отобранной на р. Грушевке, вблизи ст. Каменоломни, и на р. Несветае, неподалеку от хут. С. Раина (табл. 22).

Очень сильно отличаются от кремнистых пород, прослеживающихся в естественных обнажениях, верхнеэоценовые слои, вскрываемые буровыми скважинами на р. Керчике, в районе стан. Раздорской и т. д. Они залегают здесь на значительных глубинах, под толщей верхнетретичных и четвертичных отложений. Тем самым здесь устранены воздействия на них современных гипергенных процессов.

Как и типичные опоки, это также сравнительно легкие, несколько сцементированные породы с объемным весом около 0,7—0,75. В сухом состоянии они показывают значительную микропористость, в результате чего усиленно впитывают влагу. Однако этим породам присущи некоторые внешние признаки, которыми не обладают типичные опоки. Они отличаются обычной для них темно-серой с зеленоватым оттенком окраской. Лишь вблизи контакта с перекрывающими более молодыми,

третичными слоями окраска их становится несколько светлее, появляются буроватые тона. В породах очень резко выступают слоистость и, особенно, ихнитовая текстура, выраженная в наличии многочисленных (диаметром 1,5—2,0 мм) ходов илоядных организмов, заполненных главным образом цеолитом.

Структурно-минералогический состав данных пород, как и состав опок, весьма сложный. В них также в переменных количествах содержится терригенный алевритистый и отчасти мелкозернистый песчаный материал. Нередко эти элементы составляют до 25—30% массы породы. Довольно существенное значение имеют глинистое вещество и опал. Последний представлен отчасти органогенными остатками — спикулами губок, радиоляриями и диатомовыми, но основная его масса составлена тонкими глобулярными частицами. Спикулы губок и радиолярии хорошей сохранности.

Таблица 22

Химический состав верхнеэоценовых опок Тузловской площади, %

Место отбора породы	Объемный вес в порошке	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	SO <sub>2</sub>	п.п.п.	H <sub>2</sub> O
р. Грушевка	0,67	78,14	9,60	3,83	1,80	0,89	1,10	5,69	3,25
р. М. Несветай (нижние слои)	0,71	79,35	14,11	—	1,27	—	—	1,88	3,62
р. М. Несветай (средние слои)	0,69	72,27	13,73	—	1,38	—	—	3,19	3,85
р. М. Несветай (верхние слои)	0,82	74,49	15,58	—	1,74	—	—	4,08	4,52
р. Б. Несветай (хут. Дарьевка)	0,64	77,45	8,64	3,51	1,96	0,62	0,79	5,20	3,36
хут. Керчик-Савров (миктолит)	0,74	69,41	9,48	5,32	1,17	0,55	2,58	6,03	3,60

В качестве очень важного минерала, обычно составляющего до 15—20% породообразующей массы, является цеолит. Он представлен обычными для него тонкими кристалликами, сростками и обломками. В опоках цеолит встречается редко, лишь в наиболее глинистых разностях.

Существенное значение в описываемых породах, в отличие от опок, имеют рассеянные массы сульфидного железа, углисто-растительный шлам и глауконит. Присутствием последнего объясняется отчасти зеленоватая окраска пород, но в общем зеленоватые тона обусловлены закисным железом, связанным с глинистыми минералами.

В сложном по составу минералогическом комплексе пород ни один из компонентов не выделяется своим количественным преобладанием над другими, что затрудняет их номенклатурное петрографическое определение. Как уже отмечалось выше, подобные, резко смешанного состава породы предлагается именовать «миктолитами». Л. Б. Рухин (1953) называет их «хлидолитами» (мусорные породы); однако этот номенклатурный термин не нашел признания среди литологов.

Миктолиты имеют важное значение для решения вопроса о происхождении рассмотренных выше опок, так как по простираю, в выходах на дневную поверхность, они переходят именно в опоки. Это указывает на то, что опоки возникли за счет изменения сложных по составу зеленовато-серых пород и имеют вторичный характер. В результате гипергенных воздействий в этих породах были уничтожены сульфидные минералы и углистый материал, окислился глауконит и железосодержащие глинистые минералы, что вместе взятое обусловило обесцвечивание пород и приобретение ими буроватой окраски.

Неустойчивым в поверхностных условиях также оказывается цеолит. За счет его разложения происходит обогащение изменяющихся пород опалом, в виде сростково-агрегатных образований, какими характеризуются опоки. Некоторые изменения происходят и в самих опаловых массах. Органогенный опал в значительной части замещается халцедоном, глобулярный опал переходит в сростково-агрегатные образования и нередко в сплошную стекловидную гелеподобную массу.

Возникновение опок за счет гипергенных изменений опал-цеолит-глинисто-алевритистых пород подтверждается также химическими анализами (табл. 22). Химический анализ подобной породы из разреза на р. Керчике показал почти аналогичный с опоками состав.

Окремнение этих пород и образование опок, по-видимому, связано не только с современными, но и с древними, предбелоглинскими гипергенными процессами. В персияновской скважине, а также в отмечавшихся выше разрезах Азовского свода кумские опоки прослеживаются на значительной глубине, под толщами белоглинской свиты и под более молодыми, олигоценowymi и неогеновыми отложениями.

Верхний горизонт верхнего эоцена, сложенный глауконитизированными песками в результате последующих третичных и современных размывов, сохранился лишь на отдельных локальных участках, приуроченных к углублениям, выработанным эрозией в толще опок. Контакт между опоками и верхним горизонтом верхнего эоцена резко размывтый. Почти повсеместно в контакте между ними залегает небольшой базальный горизонт, представленный крупноконкреционным фосфоритовым материалом и глауконитом.

Мощность всего верхнего горизонта вследствие залегания его на резко эродированной, неровной поверхности подстилающих кумских пород и последующих его размывов весьма меняется. Максимальной мощности, до 35—40 м, этот горизонт достигает на М. Несветае, вблизи устья балки Бакша-Сал. Здесь на участке до 7—8 км, между хуторами С. Разина и Должиком, глауконитизированные пески верхнего горизонта заполняют довольно обширную эрозионную впадину, выработанную в опоках. Подобные же эрозионные врезы, нередко с полным размывом опок, устанавливаются в некоторых местах на р. Грушевке (в районе г. Шахты).

Пески, слагающие данный горизонт, почти аналогичны пескам верхнеэоценового песчанистого горизонта полосы Азовского сводового поднятия. Это хорошо отсортированные, мелкозернистые, рыхлые, местами заметно известковистые породы обычно зеленоватой окраски от присутствия глауконита. Последний распределяется в песках неравномерно, что создает линзовидную косослоистую текстуру песков.

Состав терригенного песчанистого материала преимущественно кварцевый. В подчиненных количествах, обычно не более 5—8%, присутствуют полевые шпаты (кислые плагиоклазы, микролин, реже ортоклаз). Аутигенный материал представлен цеолитом, опалом и глауконитом. Содержание последнего непостоянно и в общем меняется в различных частях горизонта от 3—5 до 15%. Местами, как, например, на р. Б. Несветае (хут. Дарьевка) и на М. Несветае, в балке Бакша-Сал, в основании песчанистого горизонта (базальный слой) содержание глауконита резко повышается, достигая нередко 60—70%.

Органогенный известковый материал составлен преимущественно кокколитофоридами, среди которых часто встречается *Notomorphus triplicellus* (Schamg. et Lasar.) — форма, типичная для самых верхов верхнего эоцена (белоглинская свита). Белоглинским комплексом также представлены фораминиферы, изучавшиеся Ю. П. Никитиной по разрезу

персияновской скважины. В составе этого комплекса установлены *Angulogerina angulosa* (Will.), *Marginulina cf. behmi* (Reuss.) и др.

Исследования фосфоритового горизонта, прослеживающегося в контакте между опоками и песками, показали, что этот горизонт обычно имеет небольшую мощность, максимально 0,4—0,5 м. Вместе с фосфоритовым и песчанисто-глауконитовым материалом в составе фосфоритового горизонта нередко встречаются гальки песчаников, кремня, каменноугольного известняка и даже угля (антрацит). Нередко также наблюдаются зубы акул (Малонесветаевская площадь).

Концентрация фосфоритового материала в пласте не везде одинаковая. Меняются по простиранию пласта также форма и размеры фосфоритов. Обычно это мелкие, заметно окатанные конкреции темно-серой окраски с зеленоватым оттенком. Очень крупными, иногда до 10—15 см, конкрециями сложной гроздевидной формы представлены фосфориты в отмечавшихся древних эрозированных врезках, как, например, на р. М. Несветае (хут. С. Разина). На таких участках желваки фосфорита совершенно неокатаны, в составе фосфоритового пласта отсутствует посторонний гравийно-галечный материал, в фосфоритовых желваках нередко впаины хорошо сохранившиеся зубы акул.

Исследованиями С. Я. Орехова (1958) установлено, что верхнеэоценовые фосфориты на данной площади относятся к глауконит-песчанистому типу. Они характеризуются сравнительно низким содержанием нерастворимого остатка (18—22%) и высоким содержанием  $P_2O_5$ . Химические анализы проб, отобранных из горизонта на различных участках площади, показали содержание  $P_2O_5$  от 24 до 27% (табл. 23).

Таблица 23

Химический состав верхнеэоценовых фосфоритов Тузловской площади, %

Место отбора породы	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	MgO	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O
р. Б. Несветаи								
(хут. Дарьевка)	10,70	2,73	1,58	26,63	42,50	0,60	4,25	0,51
»	10,59	2,69	2,36	26,63	42,08	1,30	4,25	0,51
р. М. Несветаи								
(хут. Шевченко)	13,33	2,75	3,15	25,48	39,80	1,56	4,05	0,75
р. М. Несветаи								
(хут. С. Разина)	14,84	2,71	3,15	24,02	38,36	1,81	4,20	1,08
»	14,74	2,95	3,15	24,46	29,20	1,70	4,20	0,85
р. Аюта	17,85	2,76	1,77	26,43	41,34	1,45	4,25	0,73
р. Грушевка	14,88	2,80	2,56	24,81	39,62	0,96	4,05	1,03

Фосфатная масса, составляющая до 70—80% объема фосфорита, выражена двумя структурными разновидностями—аморфной и кристаллической, радиально-лучистой. Под микроскопом аморфная разновидность, обычно преобладающая в фосфоритах, имеет светло-бурую окраску и почти не поляризует свет. Радиально-лучистая разновидность фосфата характеризуется достаточно высоким светопреломлением и двупреломлением. Двупреломление лучистого фосфата, установленное на федоровском столике, колеблется в пределах 0,006—0,007. Определения показателей преломления фосфатной массы не дали существенного различия между этими двумя структурными разновидностями. Как для первого, так и для второго структурных типов фосфата показатель преломления находится в пределах 1,598—1,605.

Минеральные примеси, содержащиеся в фосфоритах, представлены главным образом кварцем и глауконитом. В виде чешуйчатой рассеянной массы присутствует в небольшом количестве глинистый материал; заметны также тонкие частички карбоната, в частности коколитофо-

риды. Значительное место в составе примесей занимает кремнистый органогенный материал, среди которого устанавливаются обломки спикул кубок, радиолярии и изредка весьма разрушенные диатомовые.

Минеральные примеси в фосфоритах распределяются неравномерно. Их количество, состав и в некоторых случаях структурный характер изменяются в различных зонах и в различных частях конкреций. Это указывает на многофазность роста фосфоритовых конкреций и их перемещение на дне водоема в период формирования из среды с одним составом осадка в среду с другим составом. Многофазность роста фосфоритовых конкреций некоторых месторождений отмечается также Н. С. Шатским (1955) и Г. И. Бушинским (1937).

С. Я. Орехов в соответствии с разработанными Г. И. Бушинским (1954) номенклатурами фосфоритов, относит рассматриваемую фосфатную массу к курскиту. Курскитовый состав фосфоритов подтверждается их оптическими и химическими данными, а также рентгенографическими исследованиями, выполненными С. Я. Ореховым.

### Левобережье Нижнего Дона

Геотектонически полоса своими северными участками приурочивается к восточному продолжению одной из основных антиклинальных структур Донбасса. Южной частью площадь захватывает крупную синклинальную структуру—Тузлов-Манычский прогиб. Погружение осей складок отразилось на изменении мощностей эоценовых отложений и на их литофациальной характеристике (рис. 14). В полосе Тузлов-Манычского прогиба мощности эоценовых отложений по сравнению с отмеченной антиклинальной структурой несколько увеличиваются.

Как и на соседней к западу Тузловской площади, здесь палеогеновые отложения представлены в основном верхнеэоценовой толщей; повсеместно также прослеживаются нижние слои эоцена значительной мощности. Почти на всей площади распространены олигоценовые отложения.

Разрез эоценовых отложений, особенно в его верхнеэоценовой части, неполный. В результате древних размывов некоторые слои подвергались полному уничтожению. В ряде мест выпадают из разреза куберлинская и керестинская свиты; в значительной части смыты слои белоглинской свиты.

Почти повсеместно эоценовые отложения залегают на глубоко размывтой верхнемеловой поверхности. Лишь на западе площади (раздорский и семикаракорский участки) установлен контакт эоцена (верхний эоцен) с каменноугольной поверхностью.

Внутри эоценовой толщи отмечается ряд перерывов в осадконакоплении, фиксирующихся в виде грубоструктурных базальных образований и глауконититов.

**Кумская свита** (мощностью до 20—30 м) на рассматриваемой территории прослеживается с наибольшим постоянством и наиболее полно охарактеризована фауной фораминифер и кокколитофоридами. Поэтому дальнейшее литологическое рассмотрение эоценовой толщи на данной площади удобнее всего начать с описания слоев этой свиты, имеющей некоторое маркирующее значение.

Нижний контакт свиты имеет размывтый, трансгрессивный характер. В ряде скважин (Висловско-Топилинская площадь) на границе с подстилающими породами прослеживаются хорошо выраженные базальные образования. Они представлены гравелитистыми, известковистыми, сильно глауконитизированными песками. Местами пески переходят в типичные глауконититы с содержанием крупнозернистого глауконита

до 40—60% (прибойная фация). Гравийный материал, с размерами гравия до 5—10 мм, представлен меловым кремнем и фосфоритами. Фосфориты обычно заметно окатаны, с глянцевой поверхностью и темно-зеленоватой окраской. Интересно отметить появление среди эоценовых отложений, в зонах перерывов, кремнистого галечного и гравий-

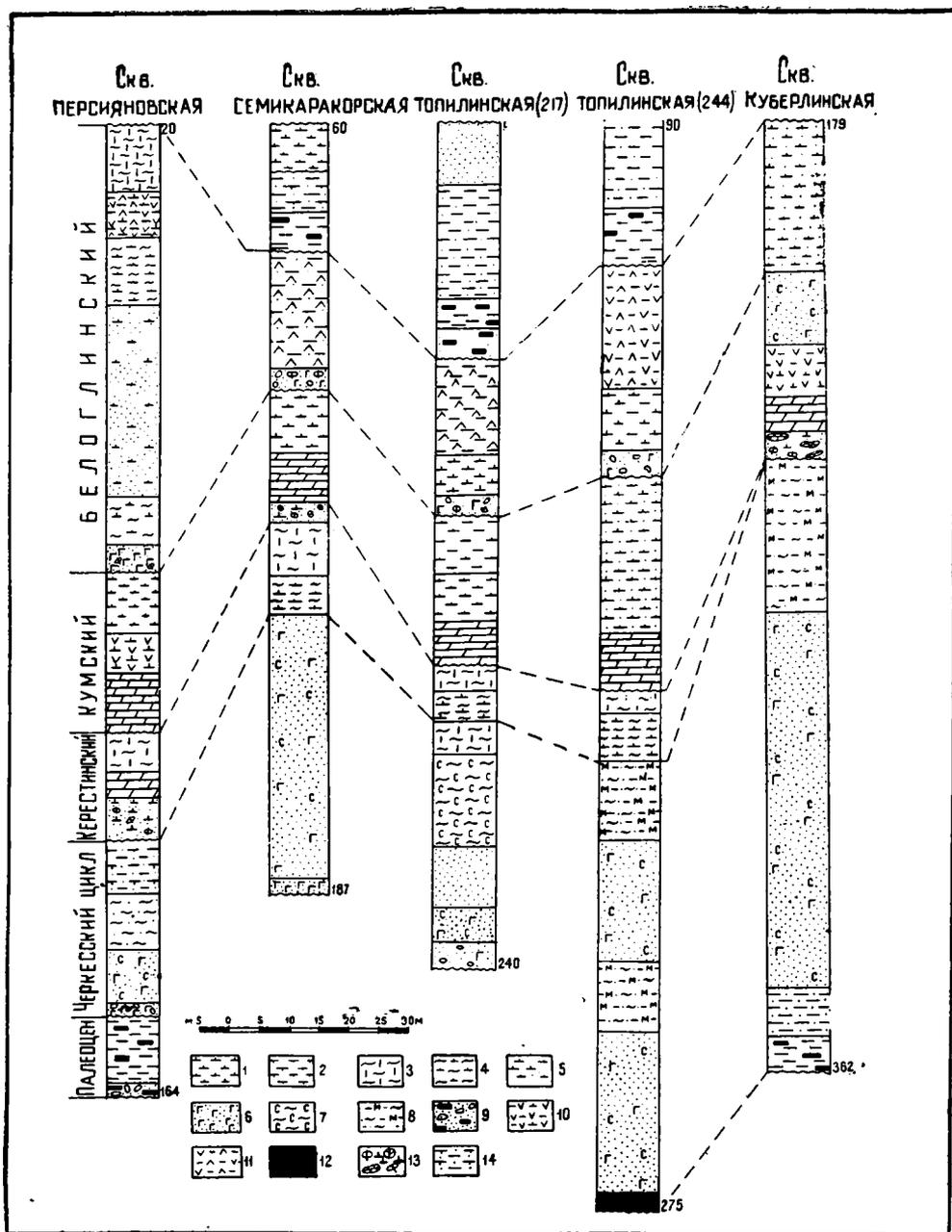


Рис. 14. Разрезы палеогена восточного погружения Донбасса:  
 1 — глины известковистые; 2 — опоки глинистые; 3 — опоки алевритистые; 4 — алевриты известковистые; 5 — пески известковистые; 6 — глаукониты; 7 — алевриты цеолитизированные; 8 — миктолиты; 9 — гравелиты углистые; 10 — диатомиты известковистые; 11 — радиолярит-спонголиты; 12 — бурый уголь; 13 — гравелит известковистый с фосфоритами; 14 — глина опоковидная, песчаная.

ного материала. В более южных разрезах палеогена кремни не встречаются.

Подобные же базальные образования прослеживаются и в верхнем контакте кумской свиты, на границе с залегающими выше слоями белоглинской свиты.

По литологическим признакам слои кумской свиты на данной площади отчетливо подразделяются на два горизонта: нижний—известковистый и верхний—глинистый, а на западе (в донских разрезах)—глинисто-алевритистый (миктолиты). Нижняя известковистая серия слоев, мощностью от 7 до 18 м, представлена типичными мелоподобными кокколитовыми известняками, более или менее глинистыми. В мелиховском и раздорском разрезах на Дону известняки замещаются сильно известковистыми глинами.

Известковый материал составлен в основном кокколитофоритами и их обломками. В подчиненном количестве содержится тонкий известковый пелитовый материал и фораминиферы. Последние также большей частью представлены обломками.

Карбонатность пород известковистой пачки в различных разрезах и в различных частях разрезов меняется в пределах от 32—35 до 65—72% (табл. 24). Максимальной карбонатностью обычно характеризуются средние слои пачки.

Кроме чисто карбонатного материала, в составе этих пород содержится нередко значительные количества некарбонатных минеральных примесей. В протравленных в соляной кислоте шлифах и пленочных препаратах устанавливается в переменных количествах чешуйчатое глинистое вещество, постоянно наблюдаются цеолит, опал, глауконит, сульфиды железа. Также в переменных количествах содержится кластогенный алевритистый и песчаный материал. Содержание последнего в некоторых прослойках или линзах в нижней части горизонта резко повышается, и породы переходят в алеврит-песчаные известняки.

Таблица 24

Карбонатность верхнеэоценовых пород Висловско-Топилинской площади, %

П о р о д а	Скв. 68	Скв. 57	Скв. 244	Скв. 220	Скв. 145	Скв. 217	Скв. 210
Мергели	29,4—	34,0—	22,5—	31,4—	36,2—	28,8—	40,3—
(нижние слои)	51,8	45,1	54,4	53,9	48,0	60,8	55,9
Мергели	39,6—	44,0—	31,9—	34,5—	41,7—	37,2—	30,8—
(средние слои)	65,9	62,8	72,5	69,3	67,5	70,6	57,2
Глины	6,3—	3,8—	11,8—	2,6—	—	4,5—	1,3—
(верхние слои)	16,5	19,0	14,2	14,6	—	12,7	17,9

Присутствие алевритистого материала и алевритистых прослоек в нижних частях известковистого горизонта, по-видимому, нужно связывать с его разновозрастностью. Возможно, нижние части этого горизонта, особенно на тех участках, где он представлен наиболее мощно (скважины 88, 217, 210 и др. на Висловско-Топилинской площади), следует относить к керестинской свите.

На основании фауны фораминифер (Ю. П. Никитина) небольшие слои керестинской свиты хорошо выделяются в низах известковистого горизонта по разрезу персияновской скважины. Наличие слоев этой свиты также отмечается в составе известковистого горизонта в мелиховском разрезе и на Висловско-Топилинской площади (М. М. Беляева, Е. П. Лазарева, 1956).

Верхние слои горизонта сложены типичными хорошо отдифферен-

цированными глинами. Текстура глин тонкослоистая, окраска зелено-вато-серая. Местами в глинах наблюдаются отпечатки мелких водорослей и псевдоморфозы пирита по ним. Глины характеризуются повышенной, хотя и неоднородной карбонатностью, меняющейся от 2—3 до 17—19% (табл. 24). Карбонатность закономерно изменяется от нижних слоев к верхним.

Карбонатный материал, как и в подстилающем известковом подгоризонте, представлен преимущественно кокколитофоридами. Кокколитофорида обычно очень хорошей сохранности, нередко даже наблюдаются обломки коккосфер.

Зеленоватая окраска пород обусловлена закисным железом, связанным с глинистыми минералами (гидрослюда). Посторонний красящий пигмент, за исключением редких зерен глауконита, в породах отсутствует. Частыми мелкими шарообразными выделениями (возможно, по кокколитофоридам) наблюдается пирит; изредка встречаются мелкие сферолиты сидерита. Как и вообще в свежих палеогеновых породах, наблюдаются небольшие количества тонкого углистого шлама. Всегда в небольших количествах заметен цеолит, главным образом по радиоляриям.

Терригенного материала имеется обычно несколько процентов. Он представлен исключительно мелкими алевритистыми зёрнами кварцевого состава. Изредка наблюдается слюда.

Касаясь вопросов генезиса и фациальной принадлежности глинистых и известковистых пород данного горизонта, можно отметить, что вся толща формировалась в условиях открытого моря. Для верхней глинистой части горизонта следует признать, что морской бассейн, как отмечалось выше и как признается многими исследователями для подобных одновозрастных верхнеэоценовых отложений на юге Русской платформы (О. К. Каптаренко-Черноусова, 1947; Е. П. Лазарева, 1956), достигал значительной глубины, порядка нескольких сотен метров. Значительные глубины бассейна также подтверждаются присутствием в глинах кокколитофоридов. Многие исследователи (А. Д. Архангельский, 1912; А. Н. Криштофович, 1957; В. П. Маслов, 1956; Н. Ломани, 1902; М. Брамлетт, 1954; Г. Дефляндер, 1954, и др.) эти организмы относят к типичным пелагическим формам теплых морей.

Вместе с тем вряд ли можно к глубоководным осадкам относить известковые, кокколитовые слои нижней части горизонта. По сравнению с верхними глинистыми пачками они, несомненно, являются более мелководными. Как отмечалось выше, их образование происходило в условиях крайнего прибрежного мелководья, в начальные фазы трансгрессии бассейна.

Предшествующими исследователями в различных разрезах известковистых и глинистых пород установлены фораминиферы *Lenticulina dimorpha* (Tutk.), *Marginulina kiewica* Nikit., *Globiregina turkmenica* Chalik., *Acarinina rotundimarginata* Subb., *Spiroplektamina carinatiphornis* Morcs, *Clavulina szaboii* Hantk., *Acarinina crassaformis* (Gall, et Morr.), *Listerelia subbotinae* Nikit. и ряд других форм.

Однако возраст слоев на основании этих микрофаунистических данных устанавливается весьма предположительно. Ю. П. Никитина по разрезу персияновской скважины относит всю пачку известковистых слоев к керестинской свите, что вряд ли является правильным. В эту свиту можно включить лишь небольшую нижнюю пачку, отделяющуюся от верхней пяти-шестиметровым горизонтом неизвестковистых алевритистых песков регрессивной фазы керестинского цикла.

Более однозначно возраст кумской свиты определяется на основании комплекса кокколитофоридов, представленных особенно сохранив-

шимися формами в глинистой верхней пачке свиты. Обильно распространена в этих слоях форма *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.); часто встречаются *Septalites undulosus* Schamr., *Cribrosus complicatus* Schamr.), *Crassiradiatus cuspidatus* Schamr., *Rechteradiatus corniger* (Schamr., Lasar.), *Pentalithus acellatus* Schamr., *Brachiatus endoechinaceus* Schamr. и др. Эти формы являются типичными для кумской свиты.

Кумский возраст известковистых пород и залегающих выше известковистых глин подтверждается общим циклическим строением эоценовой толши на данной территории. Эти слои представляют собой полный седиментационный цикл, выделяющийся между такими же равноценными циклами: керестинским—снизу и белоглинским—сверху.

Верхний горизонт верхнего эоцена (белоглинская свита) также повсеместно прослеживается на данной площади. Мощность горизонта обычно составляет 20—35 м, но местами в зоне погребной антиклинальной структуры она уменьшается до 7—9 м. Последнее объясняется предолигоценными или олигоценными размывами горизонта. Наличие размывов и перерыва в верхнем контакте горизонта, между перекрывающими его хадум-майкопскими слоями, подтверждается резкой литофациальной сменой условий, вызвавших образование полуконтинентальных и, по-видимому, континентальных осадков.

В нижнем контакте горизонта также существовал перерыв, который подтверждается наличием в некоторых разрезах (скважины 60, 145, 244) базальных образований, представленных сильно глауконитизированными гравелистыми разнозернистыми песками с кремневой и фосфоритовой галькой.

Литологически этот горизонт в общем характеризуется терригенным комплексом пород, хотя аутигенные породообразующие элементы также имеют существенное значение. В отличие от соседних западных и юго-западных разрезов, здесь горизонт приобретает заметно глинистый характер. Песчаные и алевритистые породы распространены преимущественно на юго-восточных участках площади (рис. 14). Аутигенные элементы в алеврит-глинистых и песчаных породах представлены главным образом цеолитом. Обычно в небольших количествах всегда присутствуют глауконит, пирит, углисто-растительный шлам. Породы заметно известковистые; карбонатность меняется, постепенно уменьшаясь к верхним слоям горизонта. Для нижних слоев по раздорскому разрезу она составляет 4,5%, для средних слоев—2,1—3 и для верхних—0,6—0,9%.

Пожалуй, наиболее важными и наиболее характерными структурными породообразующими элементами пород данного горизонта являются обильно представленные органогенные кремнистые остатки. Нередко их насчитывается до 20—25% к общему объему породы. В основном это спиккулы губок и отчасти радиолярии; редко встречаются диатомовые. Очень хорошо сохранившиеся спиккулы губок представлены трехлучевыми формами. Каналы их обычно заполнены цеолитом, кристаллики которого ориентированы своими длинными осями нормально к стенкам каналов (рис. 15).

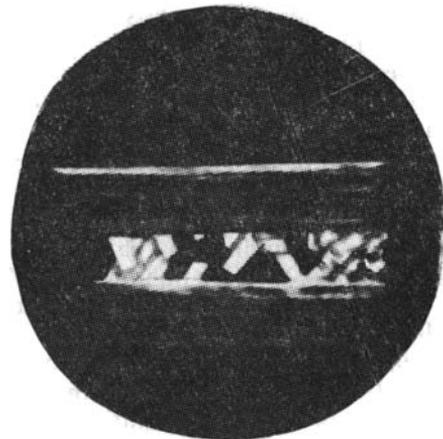


Рис. 15. Кристаллы цеолита в канале спиккулы губки (увеличено в 250 раз).

Также часто цеолитом замещены радиолярии. Нередко каналы спикул губок выполнены глауконитом.

Преобладание в породах терригенного алеврит-песчанистого и глинистого материала может являться признаком для отнесения их к типу глинисто-песчанистых алевритов. Однако резко повышенное содержание в них спикул губок позволяет определять их как спонголитовые алевролиты. Некоторые геологи (П. В. Кумпан, 1944; И. И. Томкович, 1959) определяют подобные породы, обогащенные спикулами губок и прослеживающиеся в других районах восточного Донбасса, как спонголиты, а горизонт, с которым они связаны, как спонголитовый горизонт.

Следует подчеркнуть, что к югу, а также к западу в разрезах верхнего эоцена этот литологически характерный горизонт спонголитовых пород не выражен. Как отмечалось выше, к западу (бассейн р. Тузлова, Миусская площадь) верхние слои верхнего эоцена представлены хорошо отсортированными мелкозернистыми песками фации течений. К югу и юго-западу (ростовский и каяловский разрезы), а также к юго-востоку (куберлинский разрез) аналоги верхнеэоценового горизонта выражены достаточно мощными слоями глинистых диатомитов с подчиненными содержаниями спикул губок. Также значительное развитие приобретает верхнеэоценовый горизонт к северу от рассмотренной площади. Здесь спонголитовые алевролиты установлены нередко в естественных обнажениях во многих местах нижнего бассейна р. Сев. Дона. Еще севернее, в бассейне р. Глубокой, спонголитовые породы снова замещаются диатомитами или спонголит-диатомитами.

Касаясь фациального определения горизонта спонголитовых пород, можно отметить, что это, несомненно, морские накопления. Последнее подтверждается присутствием в породах чисто морского породообразующего материала (глауконит, радиолярии и т. д.). Морской бассейн на всей отмеченной площади имел сравнительно мелководный характер, порядка не более нескольких десятков метров, на что указывает обилие остатков губок. Однако накопление спонголит-алевролитистых пород происходило в непосредственно прибрежных участках моря, с заметно активной гидродинамической обстановкой.

Морские течения, по-видимому дрейфового типа, обуславливали перемещение кремнистых остатков губок, их некоторую сортировку и концентрированную аккумуляцию в зонах сублиторала.

Речной поток, под воздействием которого в значительной мере формировались осадочные массы на более западных участках (Тузловская, Миусская площади), на рассматриваемой площади оказывал незначительное влияние. Песчанистые породы здесь представлены сравнительно слабо.

Фораминиферы, определявшиеся в алеврит-спонголитовых слоях в ряде разрезов, представлены значительным комплексом. Е. П. Лазаревой (1956) по мелиховско-раздорскому разрезу и М. М. Беляевой по Висловско-Топилинской площади установлены *Bolivinopsis* aff. *pectinata* Hantk., *Nonionella* *bykovae* Valosch., *Bulimina* *pyrula* Orb., *Bulimina* *ovata* Orb., *Neobulimina* *fraudelenta* Subb., *Bolivina* *antegressa* Subb., *Bulimina* *aksuatika* var. *elnongata* Moros. in litt., *Marginulina* *dehmi* Reuss., *Bifarina* *millepunctata* Tutk., *Frondicularia* cf. *adveniformis* Nikit., *Bulimina* *sculptilis* Cushman., *Bolivina* *nobilis* Hantk., *Pseudouvierina* *carinata* Moros., *Bolivinopsis* ex. gr. *carinatifomis* Orb., и др.

Отмечающийся комплекс фораминифер с достаточной определенностью позволяет относить спонголитовые слои на правобережье и левобережье Нижнего Дона к белоглинской свите. Белоглинский возраст

этих слоев по разрезу персияновской скважины определяется также Ю. П. Никитиной.

Е. П. Лазарева и М. М. Беляева сопоставляют горизонт алеврит-спонголитовых пород с солонской свитой Южных Ергеней, выделяемой Ф. П. Пантелеевым (1947), В. Г. Морозовой (1959) и др. Следует отметить, что солонская свита в Южных Ергенях также характеризуется существенно спонголитовым составом.

Группа кокколитофоридов представлена здесь сравнительно меньшим числом видов. Особенно это касается дискоастров, среди которых распространены простые формы, без заметных лучевых усложнений, в частности: *Cuneatus simplex* (Schamr. et Lasar.), *Cuneatus monstrosus* Schamr., *Septalites tunicatus* Schamr., *Crassiradiatus muticus* Schamr. и др. Большого развития, но только в слоях на границе олигоцена и эоцена, достигает *Homomorpha trinicellus* (Schamr. et Lasar.).

**Керестинская свита** на данной площади, как и в полосе Азовского свода, большей частью размыта. Она сохранилась небольшими слоями, мощностью до 5—10 м, лишь на отдельных участках Висловско-Топилинской площади (скв. 68, 210, 217). На правобережье Дона она отмечается в персияновской скважине.

От залегающих выше кумских слоев керестинская свита отделяется пачкой алевритистых песков (рис. 14). Местами, на границе кумской свиты, прослеживаются небольшие слои гравелитов с фосфоритовым и кремнистым гравийным материалом. Кремнисто-фосфоритовый гравийный материал устанавливается в некоторых местах и в основании керестинской свиты.

Керестинская свита в своей нижней части сложена типичными мелоподобными кокколитовыми известняками, мощностью не более 2—2,5 м. В верхней части известняки переходят в алевритистые пески и глинисто-песчанистые слабо сцементированные известковистые или слабо известковистые алевролиты-рыхляки. По-видимому, в результате древних предкумских гипергенных воздействий известковый материал в них подвергся выщелачиванию.

Преимущественно тонким хомогенным известковым материалом составлены мелоподобные известняки, залегающие под алеврит-песчанистыми породами. Лишь сравнительно редко наблюдаются достаточно сохранившиеся формы кокколитофоридов и фораминиферы. В небольших количествах в составе известняков содержится мелкозернистый песчанистый материал, глауконит, цеолит, глобулярный опал и глинистое вещество.

Среди кокколитофоридов устанавливаются плохо сохранившиеся формы из родов *Heliodiscoaster*, *Lobulatus*, *Crassiradiatus* и ряд диско-видных и эллипсоидальных кокколитов. Изредка также встречается типичная для керестинской свиты форма *Cuneatus lodoensis* (Braml.). Последняя обнаружена в разрезе персияновской скважины.

В составе комплекса фораминифер, изучавшихся по ряду разрезов Е. П. Лазаревой, М. М. Беляевой, Ю. П. Никитиной, установлены *Lenticulina inornata* (Orb.), *Lenticulina dimorpha* (Tutk.), *Acarinina rugosoaculeata* Subb., *Globigerina turkmenica* Chalil., *Globigerinella micra* (Cole), *Acarinina crassaformis* (Gall. et Morr.), *Spiroplectammina carinataformis* Moros. и др. Основываясь на данном фаунистическом комплексе, указанные исследователи считают возможным параллелизовать небольшую пачку этих слоев с керестинской свитой Южных Ергеней.

Возможность отнесения пачки рассматриваемых известковистых и алеврит-песчанистых пород к керестинской свите подтверждается также общим циклическим строением всей верхнеэоценовой толщи на данной площади. Эту пачку следует считать в качестве самостоятельного

седиментационного циклического комплекса, формировавшегося раньше кумского и белоглинского циклов. Известковистые породы, прослеживающиеся в нижней части керестинского цикла, представляют собой осадки трансгрессивной фазы цикла; сильно размытые алеврит-песчаные слои верхней пачки являются его регрессивными образованиями.

Таким образом, в составе верхнего эоцена на территории Нижнего Дона, как и в разрезах Азово-Кубанской впадины, также устанавливаются три отдельных, хорошо отбивающихся седиментационных цикла, хотя большей частью и сильно размытых: белоглинский, кумский и керестинский.

Нижний, наиболее мощный горизонт эоцена (**черкесская свита**) непрерывно прослеживается на всей площади. Мощность его на левобережье Дона колеблется в пределах 50—110 м. При этом минимальные мощности отмечаются в полосе, совпадающей с осью антиклинальной структуры (скв. 57, 68, 60, 217 и др.). Максимальные мощности (до 90—110 м) горизонта установлены в полосе восточного погружения Тузово-Маньчской синклинали структуры. Это указывает на то, что структурно-тектонические проявления в начале эоценового времени находили определенное отражение в рельефе дна и глубинах морского бассейна, обусловивших различные мощности накопившихся осадков.

Характер нижнего контакта горизонта и возраст подстилающих пород не везде однотипны. В полосе антиклинальной структуры, особенно на ее западных участках, горизонт контактирует с каменноугольными породами. Южнее и юго-восточнее, в зоне синклинали прогиба, горизонт подстилается сильно размытыми слоями верхнего мела. В самом нижнем контакте, в основании горизонта, прослеживаются небольшими слоями сильно углистые глинистые и песчаные породы. В некоторых разрезах среди этих пород устанавливаются даже небольшие слои почти чистого бурого угля (скважины раздорская, 60, 244 и др.). Нередко в составе углистых пород содержится грубый гравелитовый материал с обломками каменноугольных известняков и песчаников, кремней и фосфоритов. Следует отметить, что подобные грубоструктурные образования распространены не только в контакте с каменноугольными и меловыми толщами, местами они прослеживаются и в средней части толщи. Например, хорошо отсортированный гравелит, мощностью до 2 м, встречен в персияновской, топилинской и других скважинах.

Слои, слагающие данный нижний горизонт эоцена, представлены преимущественно слабо сцементированными рыхляковыми породами песчаного или алевритистого облика. Местами в основании толщи прослеживаются углистые глины. Окраска пород на всей площади характеризуется зеленовато-серыми тонами. В исследованных образцах керна нередко устанавливается достаточно отчетливая слоистая текстура пород. Для некоторых слоев толщи, особенно на западных участках, характерна пятнистая текстура пород, обусловленная многочисленными ходами илоядных организмов.

Структурные исследования kernового материала различных буровых скважин показали, что по простиранию, а также по мощности горизонта породы изменяются от чисто алевритистых до мелкозернистых алеврит-песчаных и песчаных. На западе площади (скважины мелиховская, раздорская, висловская и др.) породы в их терригенной части составлены преимущественно алевритистым материалом (табл. 25). Лишь сравнительно редкими слоями, главным образом в верхней части горизонта, прослеживаются породы песчаного характера. К востоку и юго-востоку с увеличением мощности горизонта повышается в составе пород и роль песчаного материала. По существу, породы здесь уже

имеют типично песчаный характер. Более тонкоструктурные, алевритистые породы (алевромиктолиты) с типичной для них ихнитовой, пятнистой текстурой, прослеживаются лишь в отдельных слоях, особенно в нижней части горизонта.

Породы данного горизонта, как и в разрезах Азовского свода, определяются смешанным структурно-минералогическим составом. Наравне с мелкозернистыми, большей частью слабо отсортированными терригенными алеврит-песчанистыми и глинистыми структурными элементами обычно важное породообразующее значение имеют аутигенные минералогические ассоциации. Они представлены цеолитом и отчасти опалом, а также глауконитом и сульфидными железистыми минералами. Изредка встречаются сидерит, а также органические кремнистые остатки, главным образом радиолярии. Глинистые фракции зеленоватые, и это обуславливает общую зеленоватую окраску пород. Следует отметить также присутствие в породах небольших количеств тонкого углестого шлама. В частности, изредка встречается пыльца растений.

Терригенный породообразующий комплекс минералов как в алевритистых, так и в песчаных фракциях имеет исключительно олигомиктовый кварцевый состав. В песчаных фракциях зерна кварца нередко заметно окатаны. Максимальные размеры кварцевых зерен в юго-восточных разрезах толщи достигают 0,18—0,20 мм. В разрезах западных скважин песчаный материал более мелкозернистый и максимальные размеры зерен редко превышают 0,15 мм.

Полевые шпаты имеют резко подчиненное значение. Их содержание обычно не больше 2—3%. Они представлены главным образом кислым плагиоклазом и ортоклазом, редко встречаются зерна микроклина. Для наиболее тонкозернистых разновидностей этих пород характерны повышенные содержания слюды, особенно в крайних восточных и юго-восточных разрезах. Это указывает на то, что накопление осадочных масс здесь происходило при некоторых уже заметных гидродинамических воздействиях, обусловивших сортировку слюдистого материала и концентрацию его вместе с более тонкими терригенными алевритистыми массами. Слюдистые минералы нередко представлены зеленой слюдой.

Таблица 25

Механический состав эоценовых пород Висловско-Топилинской площади, %

Свита	Порода	Фракция, мм						
		> 0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005 √
Белоглин- ская	Алеврит спонго- литовый (скв. 60)	1,3	1,6	11,1	32,4	27,2	13,7	12,7
	Миктолит опонголи- товый (скв. 220)	0,5	1,1	15,8	21,0	33,3	17,9	10,4
	Песок мелкозерни- стый (скв. 217)	0,8	1,3	30,6	25,9	24,3	14,2	2,9
Кумская	Глина кокколито- вая (скв. 60)	0,7	0,9	1,7	3,7	6,9	8,5	77,6
	Известняк кокколито- вый (скв. 210)	1,1	0,6	3,8	18,6	13,2	29,5	33,2
Черкесская	Миктолит (скв. 60)	0,2	0,8	9,5	13,4	36,4	27,2	12,5
	Песок (скв. 145)	—	0,5	28,8	39,3	11,3	13,4	6,7
	Песок (скв. 210)	0,9	0,9	32,6	35,1	7,4	13,6	9,5

Принадлежность толщи алеврит-песчаных пород к черкесской свите определяется главным образом ее стратиграфическим положением и на основании литологических сопоставлений с черкесской свитой

соседних к югу разрезов Азово-Кубанской впадины и Азовского свода.

Как и в разрезах этих соседних площадей, толща имеет большую мощность и залегает под слоями верхнего эоцена. Литологически толща характеризуется, как и в области Азово-Кубанской впадины и Азовского свода, почти чисто терригенным алеврит-песчанистым составом. Породы значительно обогащены цеолитом, заметно глауконитизированы. В них, так же как и в полосе Азовского свода, отсутствует известковый материал.

Изредка в нижних слоях встречается фауна фораминифер, комплекс которой также позволяет отнести толщу к черкесской свите. По некоторым разрезам Висловско-Топилинской площади М. М. Беляева в слоях алеврит-песчанистой толщи установила *Eponides umbonatus* Reuss., *Cubicides perlucides* Nutt., *Globigerina* ex. gr. *bulloides* Plumm., *Marginulina* aff. *kievica* Nikit., *Uvigerina* aff. *costellata* Moros.

Наличие гравелитового горизонта в средней части толщи указывает на возможность выделить в ее составе средний и нижний эоцен. Верхнюю часть толщи можно отнести к куберлинской свите, выделяемой в более восточных разрезах Ю. П. Никитиной (1957).

### Сало-Маньчская площадь

Эоценовые слои в междуречье Сала и Маньча, как и на соседних к югу площадях (Азово-Кубанская впадина), перекрываются олигоценовыми отложениями, на которые в свою очередь ложатся небольшие толщи неогеновых и четвертичных осадочных формирований. В основании эоценовой толщи повсеместно прослеживаются мощные слои палеоцена, выделяемые с большим или меньшим обоснованием по фауне фораминифер и общей карбонатности палеоценовых пород.

Стратиграфически разрез эоценовых отложений здесь, как и вообще на территории восточного погружения Донбасса, большей частью представлен неполно. По-видимому, полностью из разреза выпадает керстинская свита; некоторые слои в своих верхних частях подвергались значительному древнему размыванию. С достаточным обоснованием в эоценовом разрезе Сало-Маньчской площади выделяются лишь слои черкесской, кумской и белоглинской свит.

**Черкесская свита** (нижний—средний эоцен) на всем протяжении Сало-Маньчской площади прослеживается достаточно мощной толщей. В скважинах, пройденных в окрестностях г. Котельниково, мощность свиты достигает 70—75 м. На водоразделе между реками Салом и Маньчем (зимовниковская, куберлинская скважины) мощность свиты достигает 100 м. Южнее, в структурных скважинах Сальского вала, мощность черкесской свиты установлена в пределах от 105 до 175—180 м.

С подстилающими палеоценовыми слоями черкесская свита контактирует с некоторым перерывом, особенно хорошо заметным в северной части профиля (куберлинский, котельниковский разрезы). В скважинах котельниковского участка (скв. 101, 102) он устанавливается по наличию в верхних слоях подстилающей палеоценовой толщи желваков и прослоев сильно окремненных песчаников и кварцитов (сливные песчаники с опал-халцедоновым цементом), образование которых возможно лишь в гипергенных условиях перерыва и осушения бассейна.

В разрезе куберлинской скважины, как и на Висловско-Топилинской площади, существованием перерыва следует объяснить наличие темно-серых, в некоторых прослоях почти черных, болотного типа глин, залегающих в основании черкесской свиты. На более южных участках (сальские разрезы), по-видимому, полное осушение палеогенового бас-

сейна в предэоценовое время не достигалось. Однако наличие сильно глауконитизированных песков (близких к типичным глауконититам), прослеживающихся в основании свиты, указывает на сильное обмеление бассейна в предэоценовое время.

Переход от черкесской свиты к верхнеэоценовым слоям на исследованной площади непрерывный, постепенный, хотя в начале верхнеэоценового времени имели место новый импульс тектонических погружений и углубление бассейна.

Общий литологический облик черкесской свиты на протяжении всей Сало-Манычской площади мало меняется. В нижней части свита сложена преимущественно глинистыми породами; в верхней, более мощной, господствуют слои песчанистых пород; глинистые породы прослеживаются лишь отдельными прослоями (рис. 13, 14).

Зеленовато-серые и местами, в нижних слоях свиты, темно-серые до черных глинистые породы представлены обычно пластичными или тугопластичными разностями. Местами, как, например, по котельниковскому разрезу, залегают прочные, окремненные глинистые породы типа аргиллитов. Пачка подобных пород, мощностью до 10 м, вскрыта скважиной 102 на котельниковском участке в верхней части глинистого горизонта. Аргиллитоподобные, малоразмокающие глинистые породы установлены и в куберлинской скважине, где они также залегают в верхней части глинистого горизонта черкесской свиты.

Породы имеют типично-глинистый облик, текстура их резко слоистая, глинистый материал достаточно хорошо отдифференцирован. Алеврит-песчанистые элементы присутствуют в переменных, обычно небольших количествах, редко превышающих 8—10%. Для аргиллитоподобных пород характерно резко повышенное содержание органических кремнистых остатков, представленных многочисленными радиоляриями и спикулами губок. В небольших количествах наблюдаются остатки диатомовых водорослей. Особенно высокое содержание кремнистых органических остатков отмечается в разрезе скв. 102, на глубине 232—229 м. По-существу, эти кремнистые породы можно выделить в самостоятельный спонголит-радиоляритовый горизонт.

Повышенное количество органогенных кремнистых остатков в глинистых породах горизонта, по-видимому, является довольно устойчивым признаком. Подобные же аргиллитоподобные породы с частыми радиоляриями и спикулами губок прослеживаются в низах эоцена в волгоградских разрезах (царицынская свита); спикулы губок и радиолярии также обильно распространены в нижних слоях среднего эоцена в области Преддонецкого прогиба.

Верхний, более мощный горизонт черкесской свиты на протяжении всей Сало-Манычской площади сложен почти исключительно кластогенным песчанистым и алеврит-песчанистым комплексом пород. Глинистые породы прослеживаются лишь небольшими прослоями.

Кластогенные элементы этих пород хорошо отсортированы, но общий структурный облик пород неодинаков. На основании микроскопических замеров и механических анализов (табл. 26) можно сделать вывод, что с севера на юг породы меняются от мелкозернистых (котельниковский разрез) до тонкозернистых и алевритистых (куберлинский и сальский разрезы).

Аналитические данные показывают, что комплекс пород черкесской свиты рассматриваемой полосы по сравнению с более северными и особенно северо-западными площадями (бассейн р. Чира, Средний Дон) имеет более мелкозернистый характер. Это свидетельствует об удаленности данного участка палеогенового бассейна от береговых линий и непосредственных источников поступления осадочных масс. Повышенная

Механический состав пород черкесской свиты Сало-Маньчской площади, %

Разрез	Глубина м	Фракция, мм						0,005 √
		> 0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	
Куберлинский	376	—	0,5	43,2	21,7	16,4	8,1	10,1
Котельниковский	276	1,3	0,8	4,5	10,6	8,9	22,5	51,4
»	225	—	2,1	38,5	26,2	10,8	9,7	12,7
»	202	—	1,6	56,3	14,0	12,5	6,2	9,4

отсортированность осадочного материала и постепенное возрастание мощностей черкесской свиты на юг, в сторону глубоких областей бассейна, указывают на то, что формирование этой преимущественно песчанистой толщи происходило в значительной мере под воздействием морских течений.

Хорошо отсортированы также глауконитовые массы, содержащиеся в переменных количествах в песчанистых породах. Размеры зерен глауконита строго соответствуют размерам зерен кластогенных минералов. Это свидетельствует о том, что глауконитовые массы в процессе возникновения или сейчас же после их образования подвергались вместе с терригенным материалом воздействию морских течений: перемещались на дне бассейна на большие расстояния и отсортировывались, как и кластогенные массы.

Вторым важным аутигенным минералом алеврит-песчанистых пород черкесской свиты является цеолит. Тонкие фракции этих пород ( $< 0,01$  мм и, особенно,  $< 0,005$  мм) составлены преимущественно цеолитом. Минерал в виде сростков и инкрустаций кристаллизовался в поровых пространствах осадков несколько позже глауконита, в неподвижных донных илах. Он не подвергался гидродинамическому воздействию, как глауконит. Возникая, цеолит обуславливал своим сростками некоторую слабую, рыхляковую цементацию пород.

К югу, в сторону более глубоких участков бассейна, в частности в области Азово-Кубанской депрессии, количество цеолита постепенно уменьшается. Следует думать, что цеолитообразование вообще происходило в мелководных фациях, на участках бассейна, располагавшихся сравнительно близко к береговым линиям и источникам поступления осадочных масс, в особенности кремнистого материала. Участие последнего в образовании цеолита подтверждается тем, что этот минерал нередко дает псевдоморфозы по органическим кремнистым остаткам, особенно радиоляриям.

Для пород черкесской свиты Сало-Маньчской площади характерно также заметно повышенное содержание растительного шлама и обусловленных им сульфидов железа, главным образом пирита. Содержание буроуголистого шлама в некоторых песчанистых слоях здесь достигает 2—3%, рассеянного в виде тонких шарообразных сростков пирита — до 2%.

Повышенные содержания органического материала явились причиной образования не только сульфидно-железистых масс, но и глауконита. Именно восстановительный элемент диагенетического становления глауконитовых масс обуславливался присутствовавшим в осадках органическим веществом. Одновременно с этим гидрoхимический окислительный процесс вызывался усиленной гидродинамической активностью морского бассейна.

Присутствие значительных масс органического материала в слоях

черкесской свиты позволяет прийти к выводу, что общая обстановка в ниже-среднеэоценовое время имела достаточно выраженный гумидный характер. По-видимому, большие прибрежные пространства к северу от данного палеогенового бассейна представляли собой широкие, местами сильно заболоченные низины, являвшиеся источником поступления в палеогеновый бассейн органического материала.

Ниже-среднеэоценовый возраст черкесской свиты подтверждается ее стратиграфическим положением. Снизу она подстилается слоями с нестройной типичной палеоэоценовой микрофауной, сверху контактирует с толщами отложений, хорошо охарактеризованных комплексами верхнеэоценовых фораминифер. Ниже-среднеэоценовый возраст этой толщи определяется также на основании сопоставления с палеогеновыми разрезами соседних площадей, в частности Азово-Кубанской впадины, где местами в составе аналогичных, относимых к черкесской свите, слоев установлена характерная микрофауна.

В подобной терригенной фации слои черкесской свиты, содержащие фауну, изучены рядом авторов в Южных Ергенях (В. Г. Морозова, 1959; Ф. П. Пантелеев, 1947; Ю. П. Никитина, 1959, 1962, и др.). В. Г. Морозова выделяет эти терригенные слои под названием сальской свиты.

На основании структурно-петрографических и минералогических данных черкесская свита рассматриваемого района также хорошо сопоставляется с отложениями нижнего—среднего эоцена северо-западных площадей Восточного Донбасса и волжских разрезов. На Волге (волгоградский разрез) нижние горизонты эоцена, выделяемые под названием царицынских слоев, представлены преимущественно глинистыми отложениями заведомо мелководных фаций; такими же нижние слои эоцена являются в междуречье Сев. Донца и Дона. Черкесская свита в нижней части характеризуется, как и соответствующие ей слои на Дону, резко цоизитовым составом тяжелого комплекса минералов и присутствием амфибола.

Верхний горизонт среднего эоцена на северных и северо-западных площадях сложен песчанистыми породами с хорошо отсортированным морскими течениями материалом, хотя и более крупнозернистым. Повсеместно в этих верхних слоях, как и в верхнем горизонте черкесской свиты, состав комплекса тяжелых терригенных минералов резко изменяется. Минералы группы эпидота почти полностью исчезают, совершенно не встречается роговая обманка. Тяжелый минералогический комплекс приобретает типично выраженный дистен-ставролит-силлиманитовый состав.

В отличие от более западных и северо-западных площадей Восточного Донбасса, на рассматриваемой территории относительно мощного развития (обычно около 100 м) достигают отложения верхнего эоцена. Несколько увеличивается общая мощность этих отложений к югу, в сторону Азово-Кубанской впадины (табл. 27). Более резко изменяются глубины залегания и мощности верхнеэоценовой толщи к западу, в направлении границы открытого Донбасса.

**Куберлинская свита.** По литологическим признакам в средней части эоценовой толщи всегда очень хорошо отбивается горизонт тонкозернистых пород смешанного алевроит-глинистого состава (миктолиты). Горизонт постоянно прослеживается не только на Сало-Манычской площади, но и в полосе Азово-Кубанской впадины. Ю. П. Никитина (1959, 1962), а за нею и другие геологи выделяют нижние слои верхнего эоцена под названием куберлинского горизонта. М. М. Беляева, а раньше ее В. Г. Морозова предлагают именовать эту значительную по мощности пачку пород подкерестинской свитой.

## Глубина залегания и мощность верхнеэоценовых пород Сало-Маньчской площади, м

Р а з р е з	Нижняя граница	Верхняя граница	Мощность
Котельниковский	191	99	92
Куберлинский	277	178	98
Пролетарский (скв. 3)	280	197	83
Сальский (скв. 1)	520	438	82
Сальский (скв. 2)	303	223	80
Песчанокопский	930	770	160
Топилинский (скв. 210)	164	115	49
Висловский (скв. 57)	120	85	35
Мелиховский (скв. 1)	95	31	64
Персняновский (скв. 68)	134	19	115

Мощность горизонта, как установлено в последнее время многочисленными буровыми скважинами, почти постоянная и достигает 40 м. Лишь на самом севере площади в котельниковских разрезах мощность горизонта сокращается до 14—15 м.

В структурном и минералогическом отношении породы горизонта имеют очень сложный состав, мало меняющийся как по простиранию горизонта, так и по его мощности. Среди терригенного материала присутствуют почти все его структурные элементы, начиная от тонкозернистого песка и алевролита и кончая тонкопелитовыми кластогенными и чисто глинистыми элементами. При этом ни один из них по количеству обычно не достигает значений номенклатурного порядка.

Значительным комплексом также представлены аутигенные, диагенетические минералы. В небольших количествах, не более 3—5%, присутствует мелкозернистый глауконит. До 1—2% составляют сульфидно-железистые минералы, главным образом пирит, встречающийся в виде псевдоморфоз по растительным остаткам, спикулам губок и радиоляриям.

Всегда в породах заметен рассеянный глобулярный опал, изредка встречаются спикулы губок и радиолярии. Важным аутигенным минералом на всей исследованной площади является цеолит. Содержание этого минерала обычно устанавливается в пределах 10—15%, а в отдельных слоях и выше. Вместе с терригенными элементами цеолит обуславливает некоторую жесткость пород и их алевролитистый облик.

Наконец, следует отметить постоянное присутствие в породах заметных количеств (часто до 1—2%) тонкого растительного шлама. Последний обуславливал восстановительные процессы в илах, что доказывалось наличием в породах сульфидных минералов, сидерита, глауконита. На восстановительный характер обстановки в зоне диагенетически преобразовывавшихся донных илов также указывает закисно-железистый состав глинистых минералов, относящихся к группе железистых гидрослюдов (типа феррииллита). Следует отметить, что зеленоватая окраска пород данного горизонта вызвана главным образом присутствием именно этих железосодержащих глинистых минералов. Глауконит существенной роли в окраске пород не играет, так как его количества очень недостаточны.

Резко смешанный состав пород позволяет относить их к группе миктолитов. Эти породы имеют хорошо выраженную мелкоихнитовую текстуру. Наличие многочисленных, заполненных цеолитом ходов мелких илоядных организмов, густой сетью пронизывающих слоев пород, является наиболее характерным признаком горизонта. Пятнистая окраска пород зависит именно от этого.

Породы данного горизонта, таким образом, значительно отличаются от подстилающей черкесской свиты. Однако это различие определяется преимущественно структурными особенностями пород, обусловленными, по-видимому, различными глубинами бассейна. Следует думать, что формирование черкесской и куберлинской свит было связано с единым циклом седиментации и единым бассейном. Основываясь на этом, куберлинскую свиту нужно отнести к среднему эоцену.

Более отчетливо куберлинская свита в качестве самостоятельного седиментационного цикла отделяется от черкесской свиты в эоценовых разрезах Азово-Кубанской впадины. В нижней части куберлинской свиты в этих разрезах хорошо выделяются слои трансгрессивных осадков, представленных алеврит-песчанистыми породами с известковым, кокколитовым материалом.

На основании стратиграфического положения и литологической аналогии можно предполагать, что горизонт миктолитовых пород Сало-Маньчской площади также является отдельным седиментационным циклом. Отсутствие известкового, кокколитового материала на границе с черкесской свитой, как это имеет место в эоценовых разрезах Азово-Кубанской впадины, возможно, объясняется более сильным опресняющим влиянием отмечавшейся выше речной артерии.

Слои миктолитовых пород рассматриваемого горизонта фауной охарактеризованы сравнительно слабо. С. С. Челмокаевой (1964) в этих слоях по котельниковскому разрезу встречены в единичных экземплярах *Spiroplectamina carinatiformis* Moros., *Ammomarginulina planum* Вук., *Lenticulina romeri* Reuss., *Radiolaria*.

В разрезе куберлинской скважины Ю. П. Никитина (1959) в составе миктолитов определила редкие *Asterigerina stelligera* Krajeva, *Eponides stellatus* Krajeva, *Discorbis ergenensis* Moros., а также мелкие нуммулиты. Присутствие этих видов фораминифер и мелких нуммулитов Ю. П. Никитина считает типичным именно для куберлинской свиты.

В этих же слоях Ю. П. Никитиной установлены некоторые типично верхнеэоценовые формы: *Lenticulina romeri* (Reuss.), *L. laticostata* Tutk., *Uvigerina hispida* Schwager, *Cibicides costata* (Hantk.). На основании данных форм Ю. П. Никитина определяет возраст куберлинской свиты верхним эоценом.

В верхнем контакте с перекрывающими верхнеэоценовыми известковистыми породами куберлинские миктолиты приобрели (вероятно, в результате древних гипергенных воздействий) типично опоксидный характер. Это — относительно хорошо сцементированные, легкие породы; основная масса их имеет опал-цеолитовый состав. Опал представлен отчасти глобулярными частицами, но главным образом его сростковыми агрегатами, что обусловило цементацию породы.

Опсидный характер пород куберлинской свиты в верхнем контакте и их окремнение указывают на то, что этот контакт размытый. На границе куберлинской свиты и залегающих выше известковистых пород верхнего эоцена следует усматривать существование некоторого перерыва в осадкообразовании.

**Верхние горизонты верхнего эоцена** как по мощности, так и по простираю на рассматриваемой территории имеют очень непостоянный литологический характер. Породы в различных слоях меняются от чисто глинистых до глинисто-песчанистых и алеврит-песчанистых; от сильно известковистых, переходящих в почти чистые мелоподобные известняки (кокколитовые мергели), до совершенно неизвестковистых глин и песчанисто-алевритистых пород. В некоторых разрезах, как, например, на Котельниковской площади, очень большое значение приобретают органические кремнистые породы: диатомиты, спонголит-диатомиты и

спонголит-радиоляриты. Подобные же породы широко представлены, как отмечалось выше, и в более западных разрезах.

Очень типичным для данной полосы Сало-Манычского водораздела является детально изученный куберлинский разрез верхнего эоцена. Общая мощность верхнеэоценовых слоев, исключая куберлинскую свиту, достигает здесь 63—65 м. Разрез начинается слоями известковых мелоподобных пород. В основании их, на границе с неизвестковистыми опоквидными породами куберлинской свиты, прослеживается небольшой, в несколько десятков сантиметров, фосфоритовый слой с мелкими фосфоритами и обильным крупнозернистым глауконитом. Наличие этого слоя и резкая литологическая смена пород позволяют считать, что контакт между куберлинской свитой и рассматриваемыми слоями верхней части верхнего эоцена имеет, несомненно, трансгрессивный характер.

Общая мощность известковистых слоев в куберлинском разрезе составляет 16 м. Слои залегают здесь тремя отдельными пачками, заметно отличающимися друг от друга. Нижняя, шестиметровая пачка сложена песчанистым конгломератовидным известняком. Известняк мягкий, светло-зеленоватый. В нем нередко встречаются обломки раковин макрофауны и черные сажистые примазки. Конгломератовидность обусловлена присутствием в известняке обломков посторонней известковистой породы. Обломки чаще всего заметно окатаны. Вблизи самого контакта обнаружены мелкие гальки (0,5—2 см) зеленовато-серого фосфорита.

Основная известковая масса породы и включенные в нее обломки известняка составлены преимущественно кокколитофоридами. Достаточно обильны большей частью разрушенные фораминиферы. Однако кокколитофориды, содержащиеся в основной известковистой массе и в обломках известняка, представлены различными комплексами. Среди кокколитофоридов основной массы широко распространены *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.), *Septalites declivis* (Schamr. et Lasar.), *Cribrosus ellepticus* (Lasar.), *Brachiatus endoechinaceus* Schamr., *Grassiradiatus hastatus* Schamr., *Recteradiatus glaudiatius* Schamr. и др. Комплекс является типичным для кумских слоев. Как отмечалось выше, этими же формами кокколитофоридов слои кумской свиты охарактеризованы во многих местах и за пределами данной площади (Азово-Кубанская впадина, Северный Кавказ и др.).

Заметно отличаются кокколитофориды в известковистых гальках, включенных в основную массу известняка нижней пачки. *Homomorphus tetracellus* в известковистых гальках встречается сравнительно редко. В них появляется ряд новых форм. Заслуживают внимания *Cuneatus acuminatus* Schamr., *Cuneatus lodoensis* (Braml.), *Heliodiscoaster acyclicus* Schamr., *Lobulatus oligosectus* Schamr. и др. В области Азово-Кубанской впадины, а также в Южных Ергенях эти формы, в особенности две первые, являются характерными исключительно для керестинских слоев верхнего эоцена.

Основываясь на этом, следует думать, что известковистые гальки, включенные в нижнюю пачку кумских известняков, являются обломками пород керестинской свиты, размытой на данной площади в предкумское время. Этим объясняется смешанный состав фауны фораминифер, содержащихся в известковистых пачках куберлинского разреза (В. Г. Морозова, Ю. П. Никитина).

Средняя, пятиметровая пачка пород (рис. 14) представлена чистым, мелоподобным, мягким известняком светлой, почти белой окраски. Примеси, установленные путем растворения известняка в соляной кислоте, составляют небольшие количества (3—5%) алевритистого кварцевого материала и глауконита. Заметен цеолит. Известковый материал преи-

мущественно кокколитоновый. Встречаются также фораминиферы. Их комплекс, как и комплекс кокколитофоридов, тот же, что и в известняках нижней пачки.

Верхняя, пятиметровая пачка пород сложена типичными, сравнительно слабо известковистыми глинами с характерной шоколадно-буроватой окраской. Глины значительно переработаны илоядными организмами; крупные ходы их чаще всего заполнены светлым, почти чисто известковым кокколитоновым материалом. Нередко в глинах наблюдается чешуя рыб. Известковистость глин обусловлена главным образом кокколитофоридами, представленными тем же, что и в нижних пачках, кумским комплексом.

Шоколадно-буроватая окраска этих пород вызвана органическим коллоидно-дисперсным веществом гуминового типа. Содержатся также углисто-растительный шлам и сине-зеленые водоросли. Последние наблюдаются под микроскопом в виде веретенообразных телец и распылчатых буроватых пятен. При прокаливании кусочков породы в пламени спиртовой горелки появляется битуминозный запах.

Присутствие в породах остатков сине-зеленых водорослей и вообще повышенное содержание органического вещества в них характерно для кумских слоев и на других территориях. Породы кумского возраста с повышенными содержаниями сапропелевого материала, как отмечалось выше, вскрыты в новоминской и тимашевской скважинах. Подобные же шоколадно-буроватые породы с сапропелевым материалом отмечаются во многих разрезах кумской свиты на Северном Кавказе.

Регрессивная серия слоев кумской свиты представлена двумя пачками неизвестковистых пород, общей мощностью до 20—22 м. Нижняя пачка, мощностью до 9 м, по куберлинскому разрезу сложена породами типа диатомовых опоконидных глин или даже глинистых диатомитов. Это сравнительно прочные неизвестковистые породы зеленовато-серой, а внизу шоколадно-буроватой окраски. Переход между этой пачкой и подстилающими слоями постепенный, что устанавливается на основании изменения окраски пород от шоколадно-буроватой к зеленовато-серой.

Основным признаком данных слоев является их существенно кремнистый состав. Кремнистый материал присутствует отчасти в виде глобулярного опала, но главным образом он представлен диатомовыми водорослями. В небольшом количестве содержатся также радиолярии. Следует отметить, что диатомовые водоросли появляются уже в подстилающей пачке пород, что подтверждает непрерывность разреза между этой нижней пачкой и рассматриваемыми диатомовыми слоями.

Верхний горизонт кумской свиты, мощностью до 13 м, сложен кластогенными породами типа мелкозернистых слабо сцементированных песчаников-рыхляков. Переход от залегающих ниже диатомит-глинистых пород литологически очень резкий.

Песчанистый и алевритистый, главным образом кварцевый, материал достаточно хорошо отсортирован. Глинистые элементы в породах устанавливаются слабо. Обильно представлены цеолит, глауконит (10—12%) и отчасти глобулярный опал. В средней части горизонта в повышенных количествах присутствует пирит, встречаются сидерит и углисто-растительный шлам. Известковый материал почти отсутствует, лишь очень редко наблюдаются мелкие известковистые сростки.

Самый верхний горизонт эоцена (**белоглинская свита**) по куберлинскому разрезу, мощностью около 25 м, вскрыт в интервале 204,2—178,6 м. Контакт горизонта с подстилающей песчанистой пачкой пород постепенный. Контакт с залегающими выше олигоценовыми слоями характеризуется резкой литологической и минералогической сменой в результате перерыва. Последний доказывается прослеживающимися

здесь, на границе эоцена и олигоцена, слоями темно-буроватых и черных, сильно торфянистых глин лагунно-болотного типа.

Литологически самый верхний горизонт верхнего эоцена имеет почти чисто глинистый состав. Лишь в самой нижней части глины приобретают несколько песчанистый характер, что указывает на постепенность перехода этих глинистых слоев к песчанистым породам подстилающего горизонта.

Глины светло-серые и внизу серые с зеленоватым оттенком. Осветленная окраска глин в верхнем контакте может также указывать на их элювиирование в зоне перерыва. Глины тонкослоистые, в них нередко наблюдаются отпечатки тонких водорослей, замещенных железистым сульфидным материалом.

Пожалуй, наиболее важным литофациальным признаком пород самого верхнего горизонта эоцена является их значительная известковистость. Карбонатность пород колеблется от 4,73% в верхней части горизонта до 13,41% в средней; в нижних слоях карбонатность снижается до 2,16%.

Известковый материал преимущественно органогенный и представлен главным образом кокколитофоритами и в небольшом количестве фораминиферами. В нижних слоях очень существенное значение имеет известковый материал хемогенного происхождения. Это—мелкие гранулярные частицы, по-видимому, возникшие в процессе диагенеза за счет изменения кокколитофитовых масс.

В слоях горизонта, особенно в его средней и нижней частях, в большом количестве встречается *Homotrophus trinicellus* (Schamr. et Lasag.). Эта форма, как уже отмечалось, имеет исключительно узкий, строго ограниченный стратиграфический диапазон развития. Повсеместно в исследованных нами разрезах на юге Русской платформы (на Днепре, Дону, Волге и Северном Кавказе) данная форма встречается лишь в самых верхах верхнего эоцена (белоглинская свита). Редко она проникает в олигоцен. Не опускается эта форма и в подстилающие слои в куберлинском разрезе.

К верхнему горизонту верхнего эоцена (верхнесолонский горизонт) относят эти глинисто-известковистые слои по куберлинскому разрезу и предшествующие исследователи (В. Г. Морозова, 1951; Ю. П. Никитина, 1958). На основании фауны фораминифер данные слои, граничащие сверху с олигоценовыми отложениями, выделяются в качестве зоны *Marginulina behmi*, что позволяет определять всю глинисто-известковистую пачку слоев как формирования белоглинской свиты.

Литогенетически пачку этих хорошо отдифференцированных глинисто-известковистых пород белоглинской свиты следует рассматривать как осадки трансгрессивной фазы цикла.

Регрессивные осадки здесь не выражены. Они, очевидно, размывы в последующее время в начале олигоцена. Об этом свидетельствует резкая литологическая смена пород, залегающих выше олигоценовых слоев, и отсутствие отложений переходных типов. На хорошо отдифференцированных известковистых глинах белоглинской свиты здесь залегают сильно торфянистые породы ингрессивной фазы олигоценовой трансгрессии. В других разрезах, как указывалось выше, эти переходные регрессивные породы, в виде песчанистых формирований, сохранились достаточно полно.

Таким образом, в составе верхнего эоцена (исключая куберлинскую свиту) по куберлинскому разрезу следует усматривать два полных трансгрессивно-регрессивных цикла развития верхнеэоценового бассейна и общего осадкообразовательного процесса. Первый, полный кумский тектонический и литогенетический цикл нашел отражение в пяти ниж-

них пачках разреза. При этом в трех нижних известковистых пачках следует усматривать трансгрессивную фазу процесса осадкообразования. Две верхние небольшие пачки — пачка глинисто-диатомовых пород и слои залегающих выше песков — начали формироваться в условиях регрессивного полуцикла и начавшегося регрессивного обмеления бассейна, вызванного некоторыми тектоническими движениями положительного знака. Глинисто-диатомовые породы, да, собственно, и шоколадно-буроватые, гумусированные глины, фациально относятся к типу очень мелководных, лагунных осадков.

Верхним литогенетическим циклом охватываются более мощные слои, хотя в разрезе отражены лишь слои и фации трансгрессивной фазы (горизонт известковистых глин). Осадки регрессивного полуцикла в куберлинском разрезе, как отмечалось выше, уничтожены последующей олигоценовой трансгрессией.

Верхнеэоценовые слои (белоглинская, кумская, куберлинская свиты) были вскрыты в районе г. Сальска (Сальский вал). Однако скважины были пройдены почти без подъема керна, поэтому сведения о литологической природе верхнеэоценовых слоев можно было получить лишь на основании изучения шламового материала и каротажных диаграмм. Данные показывают, что в общем разрез верхнеэоценовых отложений в районе г. Сальска имеет значительное сходство с куберлинским разрезом этих же отложений, хотя они здесь, по-видимому, имеют более глубоководный характер. Кумские слои мощностью до 24 м в этом районе, так же как и в подробно описанном куберлинском разрезе, контактируют с нижними слоями верхнего эоцена (куберлинская свита) с резкой литологической сменой пород. Не установлен на границе кумской и куберлинской свит гравелитовый фосфоритовый горизонт. Возможно, здесь он совсем отсутствует вследствие более глубоководного фациального характера отложений.

Так же как и в рассмотренном выше куберлинском разрезе, в основании кумской свиты повсеместно прослеживается пачка (до 4—5 м) мелоподобных известняков. Остальная часть свиты сложена тонкими известковистыми глинами. Осталось невыясненным присутствие в верхней части свиты пачек шоколадно-буроватых и диатомовых глин. Но последние здесь, несомненно, залегают, так как в ближайших районах диатомовые глины в верхах кумской свиты являются постоянными.

Эти же два верхних цикла верхнего эоцена — кумский и белоглинский — хорошо выражены и в **котельниковском разрезе**. Они выделяются выше песков и миктолитовых пород черкесской и куберлинской свит.

Кумский седиментационный цикл, в его трансгрессивной серии слоев, представлен 11-метровой пачкой сильно известковистых, кокколитовых глин. В нижних слоях глины заметно песчанистые, глауконитизированные. Регрессивная часть цикла, мощностью более 30 м (рис. 13) сложена диатомовыми глинами и глинистыми диатомитами. В верхней части диатомиты замещены двухметровой пачкой прочных, светло-буроватых опок. Образование последних следует связывать с древней, предбелоглинской гипергенной переработкой диатомовых пород в зоне перерыва. Это позволяет в кровле опок проводить верхнюю границу кумского седиментационного цикла и тем самым верхнюю границу кумской свиты.

К белоглинскому седиментационному циклу в котельниковском разрезе относится пачка, мощностью до 14 м, известковистых песков и алевролитов, в самом основании сильно глауконитизированных. В средней части белоглинского цикла выделяются пачки, общей мощностью до 15—17 м, известковистых кремнистых органогенных пород типа ра-

диоляриево-диатомовых спонголитов и радиоляритов. Самая верхняя часть цикла сложена четырехметровой пачкой глин, на размытую поверхность которых налегают сильно гумусированные темно-серые и черные глины и пески майкопской серии.

Диатомовые породы кумского цикла представляют собой сравнительно мягкие, после высушивания очень легкие породы. Окраска их серая или светло-серая. В нижней части они слегка известковистые от присутствия кокколитофоридов. Состав пород почти чисто кремнистый; весьма в подчиненных количествах содержится тонкий алеврит-глинистый материал. Заметен также углисто-растительный шлам и пирит.

Кремнистый материал представлен преимущественно диатомовым шламом. Нередко также встречаются радиолярии и обломки спикул губок. В верхней части диатомовой пачки значительно распространен глобулярный опал, очевидно, вторичного происхождения. В общем по составу эти породы аналогичны кумским диатомовым глинам Оберлинского разреза, хотя здесь они имеют менее глинистый характер.

Фораминиферы в диатомовых породах, как и в нижней глинисто-известковистой пачке этого циклического комплекса, встречаются сравнительно редко. С. С. Челмокаевой (1964), главным образом в глинистой пачке, определены преимущественно песчанистые формы фораминифер. Планктонные виды отмечаются лишь в единичных случаях. Среди комплекса фораминифер здесь установлены *Anomalina affinis* (Hantk.), *Baggina iphigenia* (Samoil.), *Lenticulina inornata* (Orb.), *Cibicides costata* (Hantk.), *Lenticulina romeri* (Reuss.), *Uvigerina proboscidea* Schwager., *Globigerina bulloides* Orb., *Listerella subbotinae* Nikit., *Bulimina ex gr. schischkinskyae* (Samoil.), *Bolivina salensis* Moros. и др.

Основываясь на этом фаунистическом комплексе, С. С. Челмокаева предположительно датирует возраст диатомовых слоев и подстилающих известковистых глин керестинской свитой, хотя наиболее характерные для этой свиты виды фораминифер, как, например, *Hantkenina alabamensis* Cushman., здесь отсутствуют.

Более определенно решается вопрос о возрасте этих слоев на основании кокколитофоридов. Среди них часто встречается *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.). Присутствуют также *Cribrosus ellepticus* (Lasar.), *Brachiatus endoechinaceus* Schamr., *Cribrosus complicatus* (Schamr.) и ряд других форм, обычно встречающихся лишь в слоях кумской свиты более юго-западных верхнеэоценовых разрезов. Принадлежность комплекса слоев этого седиментационного цикла к кумской свите подтверждается также их существенно диатомовым составом. Как отмечалось выше, диатомовая флора имеет также значительное развитие в кумских слоях Азово-Кубанской впадины.

Наличие в слоях некоторых керестинских форм фораминифер, вероятно, следует объяснить их переотложением. В предкумское время керестинская свита подвергалась усиленному размыванию, в результате чего переотложение фаунистического материала являлось вполне возможным.

В кремнистых породах верхней части белоглинской свиты существенное значение приобретают радиолярии и спонголитовый шлам. Особенно обильно последние представлены в самом верхнем слое, на границе с олигоценом. Породы слабо сцементированы, жесткие на ощупь, серой или зеленовато-серой окраски. В составе их, кроме кремнистого материала, заметны глинистые и алеврит-глинистые терригенные элементы; изредка наблюдается глауконит.

Заметная карбонатность обусловлена кокколитофоридами. Среди последних заслуживает внимания *Homomorphus trinicellus* (Schamr. et

Lasar.). Изредка встречаются *Septalites declivis* (Schamr. et Lasar.) и дискоастеры из родов *Cuneatus* и *Recteradiatus*, представленные пяти- или шестилучевыми астеролитами.

Таким образом, котельниковский разрез, захватывающий самую крайнюю полосу верхнеэоценовой трансгрессии, показывает, что в своем северном или северо-западном выклинивании верхнеэоценовые слои литологически сильно изменяются и в значительной степени замещаются органогенными кремнистыми породами. Фациально их следует рассматривать в качестве мелководно-прибрежных, лагунных, полуконтинентальных осадков.

Подобные же органогенные кремнистые породы прослеживаются и в более западных районах Восточного Донбасса (Висловско-Топилинская и Цимлянская площади, бассейны рек Калитвы, Глубокой и др.), которые также следует рассматривать в качестве крайних прибрежных литофаций, замещающих известковистые осадки. Основываясь на этом, можно заключить, что в крайне прибрежной зоне затухающих импульсов верхнеэоценовой трансгрессии известковистые (кокколитовые) и известковисто-глинистые отложения на значительных площадях переходят в органогенно-кремнистые породы.

### Аксайская площадь

Аксайская площадь (левобережье Цимлянского водохранилища к северу от котельниковского участка) захватывает бассейны рек Курмояровского и Есауловского Аксая и др. Геотектонически эта площадь определяется приподнятым положением по отношению к более южным площадям, что обусловлено прослеживающимся здесь широтным разломом, известным под именем Северо-Донецкого надвига.

Палеогеновые отложения на Аксайской площади распространены повсеместно. Представлены они в основном нижним—средним эоценом. Лишь на отдельных участках сохранились верхнеэоценовые слои. Возможно, нижние слои толщи следует отнести к палеоэоцену.

Мощность **нижнего—среднего эоцена** Аксайской площади, по данным предшествующих исследователей, достигает 70 м. Толща сложена преимущественно песчанистыми, нередко грубозернистыми и разномзернистыми породами. Подчиненное значение имеют глинистые породы, прослеживающиеся в нижней половине этой части разреза. Известковистые породы и вообще известковый материал в составе толщи не встречаются.

Значительным развитием в естественных обнажениях пользуются опоковидные глины и кремнистые, большей частью с конкреционной текстурой песчаники. Однако окремненные породы здесь, как и вообще в палеогеновых слоях других площадей, имеют вторичное, позднее происхождение. Котельниковскими скважинами, которыми слои пройдены в более глубоком залегании, сильно окремненные породы почти не установлены.

Общий разрез всей нижней терригенной палеогеновой толщи на левобережной полосе Дона (бассейн рек Курмояровского и Есауловского Аксая), по данным В. П. Семенова и Е. П. Семеновой (1955) и В. П. Семенова (1958), представляется в следующем виде:

1) пески крупнозернистые и разномзернистые, гравелит-галечные, кварцевые, глауконитизированные, залегающие на опоковидных песчаниках кампанского возраста — 1,5 м;

2) пески среднезернистые и мелкозернистые, глауконитизированные; сверху — опоковидные песчаники, переходящие в небольшую плиту монокристаллической плотной песчанистой опоки — 15—16 м;

3) глины темно-серые, опоковидные, в верхней части переслаивающиеся с опоками и сидеритовыми песчаниками — 11—12 м.

В. П. Семеновым и Е. П. Семеновой в этих слоях установлен значительный комплекс фауны, определяемый ими сызранским возрастом. Однако Г. П. Леонов (1947) для соседних площадей, в частности для нижнего Чира, доказывает царицынский возраст (нижний—средний эоцен) этого фаунистического комплекса, встреченного в подобных же глинистых слоях.

Глинистый горизонт в основании нижнего — среднего эоцена прослеживается также и на других площадях. Он хорошо выражен в соседних к югу котельниковском и куберлинском разрезах. Повсеместно горизонт этих глин, нередко обогащенных органическим растительным материалом, представлен на правобережье Нижнего Дона и на левобережье Сев. Донца, где он залегает на размытой поверхности палеоэоцена. На основании этого глинистые опоковидные породы третьей пачки следует также относить к низам эоцена, а палеоэоценовым возрастом датировать лишь нижние две пачки глинистых пород, общей мощностью 15—17 м.

К нижнему—среднему эоцену относятся и два верхних горизонта песчанистой толщи, общей мощностью до 50—55 м. Нижний горизонт (20—23 м), залегающий на глинистых породах, сложен разнотернистыми глауконитизированными, местами сильно ожелезненными песками. Среди песков встречаются прослои и конкреции сильно окремненных песчаников. В средней части горизонта во многих разрезах Аксайской площади прослеживается плита (мощностью до 0,7 м) прочного, сильно окремненного песчаника.

Самый верхний горизонт толщи сложен тонкозернистыми и мелкозернистыми, хорошо отдифференцированными песчаниками-рыхляками с глинистыми прослоями и конкрециями сильно окремненных песчаников. В северной части площади по разрозненным обнажениям В. П. Семенов определяет мощность этих песчанистых пород в 30—35 м.

По литологическим признакам и стратиграфическому положению нижняя часть эоценового разреза Аксайской площади хорошо увязывается с разрезами черкесской свиты более южных площадей. Черкесская свита почти повсюду сложена существенно глинистыми породами; в верхней части она представлена песчанистыми породами фации морских течений. В отличие от черкесской свиты южных площадей песчанистые породы нижней части эоценовой толщи на Аксайской площади имеют более крупнозернистый характер.

**Верхнеэоценовые слои** составляют сравнительно небольшую толщину пород, мощностью, по данным В. П. Семенова и Е. П. Семеновой, не более 20—30 м. Н. А. Соколов (1903), впервые описавший эти слои, отмечает их лишь для обнажений по р. Курмояровскому Аксаю. Несколько позже С. Т. Коротковым (1936) и Г. П. Леоновым (1947) эти породы установлены также по р. Есауловскому Аксаю.

По данным предшествующих авторов, среди верхнеэоценовых отложений, по возрасту относимых ими к киевскому ярусу, выделяются три небольших горизонта. Нижний, мощностью до 15—20 м, сложен серыми и темно-серыми, местами коричневыми алевритистыми глинами с многочисленными отпечатками чешуи рыб и включениями раковин пеллеципод плохой сохранности.

В основании глинистого горизонта, на границе с песчанистыми слоями среднего эоцена, хорошо прослеживается небольшой слой конгломератовидного, сильно ожелезненного песчаника с мелкими гальками опок, фосфоритов и песчаников. Галечный материал хорошо окатан, гальки имеют овальную и округлую форму.

Следует думать, что горизонт является аналогом небольшой пачки алевроит-глинистых пород (мощностью до 14 м), выделяющихся в основании верхнего эоцена в котельниковской скважине № 102. Эта пачка пород, как отмечалось выше, хорошо сопоставляется с куберлинской свитой более южных разрезов.

Без видимого перерыва алевроит-глинистые породы нижнего горизонта переходят в известковистые зеленоватые глины, в свою очередь трансгрессивно сменяемые серыми и белыми мергелями (кокколитовые известняки). Мощность глинистой пачки, по данным В. П. Семенова и Е. П. Семеновой (1955), колеблется в пределах 1—15 м. Неравномерная мощность объясняется размывом пачки.

Белые мелоподобные мергели хорошо прослеживаются в нижнем течении Курмояровского Аксая, где их мощность, по данным В. П. Семенова и Е. П. Семеновой, колеблется в пределах 5—10 м. Н. А. Соколов отмечает наличие этих же известковистых пород и в обнажениях на р. Есауловском Аксае. Неравномерная мощность подстилающей известковистой пачки позволяет думать, что белые мергели залегают на этой глинистой пачке с размывом.

В. П. Семенов, В. В. Бреславский, О. Б. Грозевская (1958), изучавшие микрофауну нижних горизонтов верхнего эоцена в рассматриваемом районе, устанавливают две фаунистические зоны. Внизу (алевроитистые породы) выделяется зона *Nummulites* с редкими *Globigerinella micra* (Coll.) и *Anomalina affinis* Hantk. Верхняя пачка, захватывающая собственно известковистые глины, определяется ими как зона *Hantkenina alabamensis*, характеризующаяся вообще очень богатым микрофаунистическим комплексом. На основании микрофаунистических данных, указанные авторы относят нижние горизонты верхнего эоцена на Аксайской площади к нижнекиевскому подъярсу.

Намечающийся размыв между пачкой мелоподобных мергелей и залегающими ниже глинистыми породами позволяет считать, что эти пачки относятся к различным осадочным циклам. Здесь намечается тот же порядок размещения и характер взаимоотношения литологически различных осадочных комплексов, что и в более южных разрезах верхнего эоцена.

Литологическое сходство и однотипная последовательность наслоения дают возможность применить здесь кавказскую схему стратиграфического расчленения. Нижнюю, алевроит-глинистую пачку пород с нуммулитами, согласно этой схеме, следует отнести к куберлинской свите; средняя пачка, представленная известковистыми глинами (зона *Hantkenina alabamensis*) должна быть отнесена к керестинской свите. Мелоподобные мергели, залегающие на размытой поверхности глинистых пород керестинской свиты и отражающие новый седиментационный цикл, должны определяться кумским возрастом.

Самый верхний горизонт верхнего эоцена, прослеживающийся лишь в нижнем течении Курмояровского Аксая, сильно размыт и представлен очень маломощными слоями. В обнажениях по Курмояровскому Аксаю этот горизонт перекрывается ергенинскими кварцевыми песками.

По данным указанных выше авторов, горизонт имеет неоднородное строение. Нижняя часть, залегающая на кумских мелоподобных мергелях, представлена базальным глинисто-песчанистым фосфоритовым галечником или фосфоритовым конгломератом мощностью в 0,3 м.

Верхняя часть верхнего горизонта, как указывают В. П. Семенов и Е. П. Семенова (1955), также имеет очень небольшую мощность. В окрестностях хут. Нижне-Яблонового она не превышает 1,0—1,5 м. Слои представлены зеленоватыми слабо карбонатными глинами, местами сильно ожелезненными. Микрофаунистически этот верхний горизонт

В. П. Семеновым и др. (1958) выделяется как зона *Marginulina bełmi* и относится к верхнекиевскому подъярсу, что соответствует белоглинской свите. К киевскому подъярсу эти верхние слои палеогена также отнесены Н. А. Соколовым (1903), П. А. Тутковским (1892), Г. П. Леоновым (1947).

Небольшая мощность белоглинских слоев объясняется их позднейшим размывом. Здесь они перекрываются кварцевыми песками ергенинского горизонта, но на ближайшей Котельниковской площади на них ложатся мощные слои олигоцена, размывы в бассейне Курмояровского Аксяя и севернее.

Вертикальные, по-видимому, глыбового порядка тектонические движения по плоскости отмечавшегося выше разлома (восточное продолжение Северо-Донецкого надвига) имели многократный характер. В результате палеогеновых движений на приподнимавшейся Аксайской площади были полностью размывы диатомовые породы кумской свиты.

В результате более поздних движений были размывы спонголит-радисляритовые породы белоглинской свиты и полностью уничтожены олигоценовые слои.

### **Нижнее течение Сев. Донца и правобережье Цимлянского водохранилища**

В структурно-тектоническом отношении широкая площадь нижнего течения Сев. Донца и правобережья Цимлянского водохранилища приурочена к северо-восточному крылу погружающейся на восток Донецкой складчатой зоны. Палеогеновые отложения на этой площади, кроме отмечавшихся мощных палеоценовых горизонтов таинского типа, широко представлены эоценовыми слоями. Повсеместно значительной толщиной распространены нижние слои эоцена (нижний—средний эоцен), также почти на всей площади прослеживаются горизонты верхнеэоценовых отложений. Как и на других участках, эоценовые отложения здесь характеризуются многочисленными межформационными перерывами и размывами. Наличие перерывов отчетливо устанавливается на основании базальных грубоструктурных галечниковых и гравелитовых накоплений, среди которых большое значение имеют фосфориты, кремнистый и кварцевый материал.

Нередко подобные базальные образования характеризуются резко повышенными (до 60—70%) содержаниями глауконита и переходят в типичные глауконититы.

Существование перерывов между отдельными горизонтами, по сути, почти однотипных кластогенных палеогеновых пород хорошо устанавливается на основании появления зон с обесцвеченными (отбеленными) и окремненными песчанистыми или алевритистыми породами. Обесцвечивание явилось следствием окисления и уничтожения в результате древних гипергенных воздействий содержащихся в породе рассеянных масс сульфидного и органического материала, а также глауконита. Гипергенное происхождение обычно имеют и окремненные породы, приуроченные к тем же отбеленным зонам.

Для преимущественно песчанистой толщи эоцена, очень плохо охарактеризованной фауной, отмеченные литологические признаки, указывающие на существование перерывов в осадкообразовании, по существу, являются единственным критерием для ее стратиграфического расчленения и проведения границ между отдельными подразделениями.

По литологическим признакам эоценовая толща на данной территории, как и на южных площадях, делится на две части: нижнюю, большую часть (мощностью местами до 150—200 м), имеющую почти чисто

песчанистый состав; и верхнюю, менее мощную, литологически характеризующуюся более сложным составом с существенными значениями в ней глинистых, известковистых и органогенно-кремнистых пород. Верхняя часть толщи с достаточным палеонтологическим обоснованием определяется верхнеэоценовым возрастом, что подтверждается также и сопоставлением ее с более юго-восточными разрезами эоцена. Главным образом на основании стратиграфического положения и литологического сходства с теми же эоценовыми разрезами соседних площадей нижняя песчаная часть толщи большинством геологов относится к нижнему—среднему эоцену. Лишь верхние пачки, отделяющиеся постоянно прослеживаемым гравелит-галечным слоем, входят в верхний эоцен.

**Нижний—средний эоцен**, повсеместно распространенный на данной территории, обычно вскрывается буровыми скважинами на значительных глубинах (рис. 13). Однако в юго-восточной полосе, вблизи границы открытого Донбасса, нижние слои эоцена местами хорошо прослеживаются в естественных обнажениях, особенно в высоких правых склонах рек Быстрой, Кагальника, Белой и на Сев. Донце. Обычно эти слои с заметным перерывом контактируют с известкисто-песчанистыми отложениями палеоэоцена, но вблизи границы открытого Донбасса они залегают на верхнемеловых или местами даже на каменноугольных породах.

По мощности и простиранию нижняя толща эоцена на рассматриваемой территории в литофациальном отношении имеет неоднородный характер. В составе ее можно выделить два горизонта, хотя и не всегда отчетливо и однотипно выраженных на различных участках данной площади. Нижний горизонт существенно глинистый или алеврит-глинистый и песчанисто-глинистый, верхний — песчанистый или алеврит-песчанистый. Границы между ними большей частью нечеткие; обычно глинистые породы в верхних слоях горизонта переслаиваются с глинистыми песками или с глинистыми алевритами и затем постепенно переходят в чисто песчанистые слои верхнего горизонта.

Собственно типичные глинистые породы прослеживаются лишь в северо-восточной части площади, где мощность глинистых пачек колеблется от нескольких метров до 15—20, редко выше. По Цимлянскому профилю горизонт чисто глинистых пород прослежен скважинами 80, 85, 78; также лишь северными скважинами (40, 42, 61, 62 и др.) глинистые породы вскрыты на Николаевско-Морозовском профиле. На более южных участках площади эти породы прослеживаются лишь в виде отдельных прослоев среди алеврит-песчанистых отложений. Также в виде отдельных прослоев они залегают на Тацинской площади, в бассейне р. Быстрой.

По внешнему виду это обычно темно-серые, нередко почти черные, иногда буроватые породы, типично глинистого облика. В верхних слоях они приобретают чуть зеленоватую окраску. Текстура пород всегда отчетливо тонкослоистая, нередко линзовиднослоистая. Слоистость обусловлена наличием в глинах обычно многочисленных тонких прослоев и присыпок алевритистого сильно цеолитизированного материала.

В естественных обнажениях глины окремнены и приобретают прочный каменный характер (кремнистые аргиллиты), но большей частью они достаточно мягкие, заметно пластичные (тугопластичные); в редких случаях, на отдельных участках, глины слабо реагируют с соляной кислотой. Изредка в глинах можно наблюдать включения сильно приретицированного растительного материала. Характерным для этих пород является наличие многочисленных ходов мелких илоядных организмов.

Исследованием образцов в плоскопараллельных шлифах и иммерсионных препаратах установлено, что глины на различных участках пло-

щади и даже в одном и том же разрезе весьма неоднородны. Они меняются по степени отсортированности и присутствию в них алеврит-песчаных элементов, а также по характеру и количествам аутигенных пороодообразующих минералов. В общем содержание алеврит-песчаных элементов увеличивается в глинистом горизонте снизу вверх. Нередко содержание этих элементов настолько возрастает, что породы, по существу, переходят в глинистые алевролиты (скв. 42, 62, 80 и др.).

Термографические исследования образцов глин, отобранных из разрезов некоторых скважин (40, 88), показали, что основным глинистым минералом является гидрослюда.

Сложным по составу и нередко обильным в глинистых породах представлен аутигенный комплекс пороодообразующих минералов. Существенное значение в составе этих пород имеет опал. В больших количествах содержится также цеолит. Он наблюдается в виде сростковых агрегатов, главным образом в ходах илюидных организмов, и в алеврит-песчаных прослойках. Часто цеолитом замещаются камеры радиолярий. Наличие в породах значительных количеств цеолита и опала обуславливает заметно пониженный объемный вес глинистых пород.

Повсеместно глинистые породы на данной площади характеризуются повышенными содержаниями органического материала, представленного заметными количествами обуглившегося растительного шлама и тонким коллоидным гуминовым материалом. От присутствия последнего зависит темно-серая окраска пород. Органический растительный материал в осадках обусловил также повышенные содержания в породах рассеянного железисто-сульфидного материала, часто в виде псевдоморфоз по растительным остаткам, спикулам губок и радиоляриям. В наиболее алевритистых и алеврит-песчаных глинистых породах содержится мелкий глауконит, обычно не более 2—3%.

При выходе на дневную поверхность эти породы претерпевают резкие изменения. В них в результате окисления полностью уничтожаются сульфиды железа и углистый материал; окисляется также и глауконит; выветривается и разлагается цеолит с выделением свободного кремнезема; изменяются и переотлагаются содержащиеся в породах массы опала, особенно их органогенные разности. Вследствие этого породы в обнажениях обесцвечиваются, заметно цементируются и приобретают типично опоковидный облик. Поэтому в существующей литературе нижний эоценовый горизонт обычно описывается как горизонт опок, хотя опоковидным характером эти породы обладают лишь в естественных обнажениях.

Микрофауна фораминифер в исследованных слоях встречается очень редко. М. М. Беляевой на Цимлянском профиле (скв. 78, 88, 89) в глинистых породах определены редкие представители *Globigerina cf. cognata* Subb., *Globigerina varianta* Subb., *G. triloculinoides* Plumm., *Globigerina imitata* Subb. Ю. П. Никитина в составе этих отложений на Тащинской площади отмечает редкие *Anomalina aff. pseudoacuta* Nikit., *Bolivina ex gr. arta* Moros., *Cibicides cf. perlucides* Nutt., а также обломки спикул губок и радиолярии, что позволяет относить глинистый горизонт к низам эоцена.

Общий литологический характер слоев позволяет считать, что они имеют морской характер. Присутствие в породах зачастую повышенных содержаний спикул губок и, особенно, радиолярий можно объяснить лишь их морским происхождением. Однако повышенное содержание чисто растительного органогенного материала, темно-серая и нередко черная окраска пород, частая переслаиваемость глин с песчанистыми и алевритистыми прослойками указывают на то, что морская обстановка имела крайне мелководный, прибрежный характер. По-видимому, на-

чавшаяся в послепалеоценовое время новая эоценовая трансгрессия была ингрессивной, что обусловило местами локальное развитие мелководных глинистых, часто сильно торфянистых осадков рассматриваемого горизонта.

Горизонту глин придается очень важное маркирующее значение. Слоями подобных ингрессивных глинистых пород, обогащенных органическим растительным материалом, эоценовая толща начинается во многих местах всего данного региона. Как отмечалось выше, эти глины залегают в основании эоцена (черкесская свита) на Сало-Маньчской площади и в полосе Азово-Кубанской впадины. Этими же глинами нижние слои эоцена представлены в бассейнах рек Глубокой и Калитвы, а также на площади Доно-Чирского междуречья и в районе Волгограда. Повсеместно глины залегают на размытой поверхности палеоэоцена.

Более мощно представлен верхний горизонт ниже-среднеэоценовой толщи. Местами, например в южной полосе площади и на р. Быстрой, мощность горизонта достигает 50—70 м.

Мощная верхняя часть среднего эоцена сложена преимущественно терригенным комплексом пород, хотя аутигенные породообразующие компоненты в их составе также имеют существенное значение. Широко распространены в толще песчаные образования. Вместе с тем в некоторых слоях, особенно в нижней части горизонта, прослеживаются алевритистые или алеврит-песчаные породы.

В структурном отношении песчаные породы не всегда однородны. Обычно они представлены мелкозернистыми песками и песчаниками, но в отдельных разрезах и в отдельных частях этих разрезов встречаются также среднезернистые или тонкозернистые разности.

Песчаный материал в его терригенной части по степени отсортированности также неоднороден. Чаще всего, особенно в верхней части горизонта, прослеживаются значительные пакки слоев с хорошо отсортированным, почти однородным по крупности материалом фации течений (рис. 16).

В терригенной части этот материал представлен преимущественно слабо окатанными зёрнами, но в наиболее крупноструктурных разностях зёрна песка хорошо окатанные, большей частью угловато-округлых форм. Особенно хорошо окатанным среднезернистым песчаным материалом характеризуются пески и песчаники в наиболее западных разрезах эоценовой толщи (Тацинская площадь).

По степени цементации среди песчаных отложений среднеэоценовой толщи выделяются три типа пород: рыхлые пески, прочно сцементированные, окрепшие песчаники и породы, по степени цементации промежуточные между песками и типичными песчаниками. Первые два типа в исследованной толще распространены незначительно и, являясь по происхождению вторичными гипергенными образованиями, прослеживаются или в зонах перерывов, или в современных естественных обнажениях. В основном терригенный комплекс пород представлен третьим, слабо сцементированным типом (песчаники-рыхляки).

Рыхляковый, слабо сцементированный характер пород обусловлен главным образом обильными содержаниями в них аутигенных минералов, в особенности повышенными содержаниями цеолита. Этот диагенетический минерал, вообще почти постоянный для всех слабо сцементированных терригенных палеогеновых и меловых пород на юге Русской платформы, в рассматриваемых слоях представлен тонкими хрупкими ажурными сростками, выкристаллизовавшимися в поровых пространствах пород. Реже встречаются свободные, размером 10—15 мк, вытянутые, скошенные на концах кристаллики. По форме они представляют собой комбинации трех пинакоидов — (100), (010) и (001).

Обильное развитие цеолитовых сростков создает в породах некоторую, хотя и непрочную, внутреннюю армировку и тем самым обуславливает их слабую рыхляковую цементацию.

Механическими анализами с последующей микроскопической проверкой полученных фракций установлено, что тонкие ( $< 0,01$  мм) фрак-

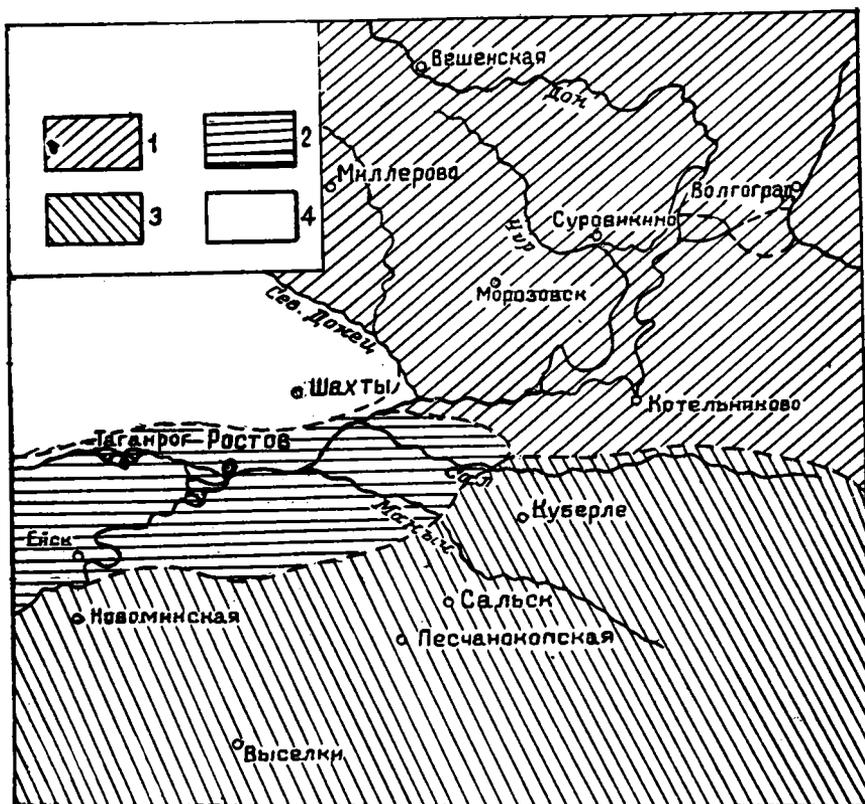


Рис. 16. Литофации верхнего палеоцена и нижнего — среднего эоцена:  
 1 — пески отсортированные, цеолит-глауконитовые (фашия прибрежных течений);  
 2 — пески, алевриты, миктолиты и глины мелководных, застойных водоемов; 3 — глинистые пески и глины слабых течений открытого моря; 4 — отсутствие палеоценовых и ниже-среднеэоценовых отложений.

ции этих пород составлены чистым цеолитом. На основании этих данных можно считать, что содержание цеолита в эоценовых песчанистых породах обычно достигает 12—17%.

Под микроскопом в иммерсионных пленочных препаратах цеолит хорошо заметен чаще всего в виде тонких палочкообразных обломков с невысоким показателем преломления (1,47—1,48) и очень низким двупреломлением (практически цеолит под микроскопом изотропен).

Дифференциальные кривые нагревания, полученные для более или менее чистого цеолитового концентрата, характеризуются постепенным эндотермическим спадом до температуры 430—450°. Затем температурная кривая резко повышается до 500° и снова делает небольшой эндотермический спад. Выше 500° кривая плавно повышается, как для инертного вещества. Термический анализ показывает, что в составе минерала присутствует типично цеолитная вода, постепенно выделяющаяся при нагревании до 430—450°. Постепенное выделение воды в этом

температурном интервале и прекращение этого выделения при температуре около 500° показали и кривые обезвоживания.

Цеолит в подобных же типоморфных проявлениях установлен в больших количествах на юге Русской платформы среди морских меловых и юрских отложений Г. И. Бушинским (1950) и в составе меловых и палеоценовых отложений — Н. В. Ренгартен (1950). Цеолитовые массы, определенные исследователями, отнесены ими к мордениту. Однако принадлежность минерала к мордениту не подтверждается рентгенографическими анализами цеолитового концентрата, выделенного из цеолитсодержащих песков Тацинской площади и Цимлянского профиля (скв. 88).

На полученных рентгенограммах хорошо фиксируются две группы линий, отражающих, по-видимому, присутствие в песках двух типов цеолитов. Первая группа линий почти идентична линиям рентгенограмм гейландита из верхнемеловых отложений Украины, исследованных С. И. Шуменко (1962). За счет гейландита в исследованном нами концентрате следует отнести отчетливые рефлексы: 9,2; 5,06; 4,30; 3,99; 2,93; 2,04; 1,54.

Вторая группа линий идентифицируется с рентгенографическими данными филлипсита, приводимыми В. И. Михеевым в его рентгенометрическом определителе (1957). Филлипситу соответствуют рефлексы полученной нами рентгенограммы: 2,39; 2,14; 1,89; 1,72; 1,51. Возможно, выделяющийся в породах два морфологических типа цеолитов — друзово-сростковый и в виде хорошо окристаллизованных пинакоидальных кристалликов — должны быть отнесены к самостоятельным разновидностям цеолитов — гейландиту и филлипситу.

Выделенный из песков цеолитовый концентрат по химическому составу в общем соответствует меловому цеолиту, описанному С. И. Шуменко. Химический анализ цеолита показал:  $\text{SiO}_2$  — 63,28%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 14,56;  $\text{CaO}$  — 2,83;  $\text{MgO}$  — 0,76;  $\text{FeO}$  — 0,55;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 2,64;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 1,17;  $\text{K}_2\text{O}$  — 2,93;  $\text{H}_2\text{O}$  — 3,16; п.п.п. — 7,44%. Несколько повышенное количество кремнезема, а также железа, по-видимому, следует отнести за счет кварца и глауконита, присутствовавших в небольших количествах в выделенном цеолитовом концентрате.

Неизмененные песчанистые породы в глубоком их залегании также характеризуются обычно повышенной глауконитизацией. Содержание глауконита колеблется в широких пределах, что в значительной мере обусловлено структурными особенностями пород. В наиболее крупнозернистых породах содержание глауконита обычно достигает 10—15% и нередко выше; в тонкоструктурных алеврит-песчанистых и алевритистых слоях глауконит обычно присутствует в количествах, не превышающих нескольких процентов.

Основная масса глауконита в исследованной толще мелкозернистая, с размерами зерен 0,15—0,25 мм. Лишь в сравнительно редких слоях встречаются более крупные (до 0,40—0,50 мм) и более тонкие (до 0,10 мм) зерна глауконита. Минерал обычно представлен достаточно свежими зернами, большей частью округлой или эллиптически-округлой формы. В очень редких случаях, в наиболее крупных зернах, наблюдаются гроздевидные и дольчато-гроздевидные разности минерала. Поверхность зерен большей частью гладкая, заметно окатанная.

Окраска зерен визуальна и под микроскопом типичная для глауконита — интенсивно зеленая; в поляризованном свете минерал дает характерное для него агрегационное угасание. Вместе с тем нередко встречаются зерна, имеющие отчетливую волокнистую структуру и характерную червеобразную форму. Подобные зерна обладают резко выраженным плеохроизмом и более высоким, по сравнению с типич-

ным агрегационным глауконитом, двупреломлением. Схема плеохроизма: по Ng — минерал густо-зеленый, по Np — светло-зеленый; Ng минерала — 1,591, Np — 1,569. В разрезах изредка наблюдаются переходы агрегационного глауконита в волокнистые плеохроирующие разности. Иногда волокнистая разность глауконита нарастает на агрегатных зернах в виде каемок регенерации. По оптическому и структурному поведению волокнистый плеохроирующий минерал весьма напоминает селадонит.

В среднеэоценовых слоях, как и вообще в палеогеновых толщах, глауконит является диагенетическим минералом. На его диагенетический характер указывают огромнейшие массы минерала в породах, свежесть его и отсутствие следов окисления. Заполнение глауконитом камер и каналов в органогенных остатках (спикулы губок, радиолярии), наличие этого минерала в трещинках и углублениях терригенных минералов (трещинки в зернах кварца, полевого шпата, рутила, циркона и др.) также свидетельствуют о сингенетической природе минерала, который ассимилировался в донных осадках за счет соответствующих растворов и коллоидов, концентрировавшихся в иловых водах (Н. М. Страхов, 1953, 1956, 1960; И. А. Шамрай, 1954).

Вместе с тем глауконитовые массы в рассматриваемых слоях, как и вообще в терригенных палеогеновых и меловых толщах, большей частью претерпевали значительные местные перемещения и переотложения под воздействием морских течений. Это доказывается отчетливо выраженными следами окатывания минерала и хорошо выраженным гранулометрическим соответствием между терригенными и глауконитовыми массами. Обычно вместе с укрупнением терригенного материала, вызванного общей гидродинамической сортировкой, соответственно укрупняются и размеры зерен глауконитовых масс, и наоборот.

Весь полученный материал указывает на то, что глауконитообразование происходило в самых поверхностных, неустоявшихся слоях накопившихся осадочных масс, которые еще захватывались придонными течениями и перемещались на дне бассейна на большие или меньшие расстояния. Следует считать, что глауконит является одним из самых первых диагенетических минералов, возникавших в накопившихся осадках. Несомненно, глауконит формировался раньше цеолита, сульфидов железа и других аутигенных минералов, образовавшихся в уже неподвижных, устоявшихся осадках.

Важное значение в исследованных слоях, особенно в наиболее тонкозернистых разностях пород, имеют сульфиды железа — пирит и, возможно, марказит. Повышенное содержание сульфидов железа в породах объясняется существовавшими в осадках восстановительными процессами. Последние были обусловлены значительными количествами растительного материала, присутствовавшего в осадках и сохранившегося в виде тонкого растительного шлама, рассеянного в породах. Этими же восстановительными условиями в илах следует объяснить наличие в некоторых слоях небольших количеств сидерита.

Редкими зернами в средних слоях толщи по Николаевско-Морозовскому профилю (скв. 42, 62, 61) встречается шамозит. Он представлен мелкими зелеными зернами оолитового строения.

Наконец, следует отметить присутствие в слоях нередко значительных количеств опала. Особенно большие количества опала содержатся в современных естественных обнажениях и в зонах перерывов. В неизмененных породах опал представлен отчасти в виде органогенных кремнистых остатков (спикулы губок, радиолярии, диатомовые), отчасти его хемогенной, главным образом глобулярной разностью.

Более разнообразными типоморфными проявлениями опал выражен

в гипергенно измененных породах (зоны перерывов, естественные обнажения). Кроме глобулярных частичек, опал в значительной части представлен агрегатно-сростковыми образованиями: червеобразные и зернисто-войлочные полупрозрачные сростки, стекловидные гомогенные массы опала. В плоско-параллельных шлифах — это достаточно прозрачный опаловый материал, обычно с желтоватым оттенком. Он наблюдается в наиболее прочно сцементированных кремненных песчаниках.

Типоморфное изменение опала и усложнение его агрегатных концентраций, по-видимому, идет от глобулярных частичек к червеобразным и далее к войлочно-агрегатным; зернисто-стекловидным и гомогенно-стекловидным. Вместе с типоморфными изменениями опала и усложнениями опаловых агрегатов изменяется также и степень цементации песчаных пород — от почти несцементированных, рыхлых с глобулярным опалом до весьма прочных, сильно сцементированных кремнистых песчаников с зернисто-стекловидными и гомогенно-стекловидными формами опала.

В результате всех этих изменений опала породы в естественных обнажениях приобретают общую, нередко хорошо выраженную опоквидность; в отдельных зонах они значительно окремнены и цементированы.

Терригенный породообразующий комплекс минералов на рассматриваемой территории, как и вообще в палеогене на юге Русской платформы, почти однотипен для всего эоцена и существенно не изменяется ни по простиранию, ни по мощности. По минералогическому составу комплекс можно определять как олигомиктовый, почти чисто кварцевый. Весьма незначительными примесями присутствуют полевые шпаты и слюды.

Возраст всей толщи песчаных и подстилающих глинистых пород определяется исключительно на основании стратиграфического положения и литологических сопоставлений с соседними разрезами эоцена. По литологическому характеру вся толща, залегающая на палеоценовых слоях, почти тождественна черкесской свите рассмотренных выше разрезов Аксайской площади, Сало-Маньчского профиля и Азово-Кубанской впадины. Как и на этих площадях, толща в своей нижней части сложена глинами и в верхней — песчанистыми породами. Повсеместно она слагает нижнюю часть эоцена, что позволяет относить эту толщу на данной площади к черкесской свите.

Предшествовавшими исследователями толща параллелизуется или с весьма удаленными канево-бучакскими разрезами на Днепре или с бучак-царицынскими слоями на Волге. Более рационально эту толщу сопоставлять с черкесской свитой отмеченных ближайших разрезов, характеризующихся почти полной литологической идентичностью и одинаковым стратиграфическим положением.

С большим трудом определяется возраст верхнего горизонта песчаной толщи эоцена. От песчаных пород черкесской свиты горизонт отчетливо отбивается прослеживающимся в его основании гравелитистым слоем. Тонкоструктурный, резко карбонатный характер залегающих выше верхнеэоценовых пород позволяет проводить четкую границу этого горизонта. Местами, на границе между известковистыми породами и песчанистыми слоями данного горизонта, прослеживаются галечнико-фосфоритовые накопления, мощностью в несколько десятков сантиметров (Цимлянский профиль, обнажения в склонах рек Кагальника, Быстрой и др.). Это дает возможность выделять горизонт в качестве самостоятельного седиментационного цикла и, соответственно, самостоятельного стратиграфического подразделения эоценовой толщи.

Как будет отмечено ниже, этот горизонт существенно отличается от подстилающих слоев составом комплекса тяжелых терригенных минералов. Особенно резко в составе пород возрастает роль силлиманита, дистена и ставролита. В палеогеновых разрезах Сало-Манычского профиля эти минералы, и в частности силлиманит, резко повышенными содержаниями отмечаются в верхней части черкесской свиты и в куберлинских слоях.

Вместе с общим литологическим сходством и однотипным стратиграфическим положением это дает основание относить данный горизонт к среднему эоцену и сопоставлять его с верхними слоями черкесской свиты и с куберлинскими слоями. Предшествующие исследователи (П. М. Петров, 1938, 1939; А. П. Кичапов, 1937, 1938; В. Н. Зубцовский и др.) выделяют данный горизонт под названием бучакского яруса.

В различных частях разрезов и на различных участках терригенный минералогический комплекс песчанистых пород этого горизонта непостоянен и меняется от тонкозернистых масс (0,05—0,12 мм) до мелкозернистых (0,20—0,25 мм) и даже в некоторых слоях до среднезернистых с максимальными размерами зерен 0,30—0,35 мм. Однако в основной массе эти породы, как и в подстилающих эоценовых и палеоценовых слоях, характеризуются мелкозернистым структурным составом с максимальными размерами зерен 0,15—0,20 мм.

Интересно отметить, что на территории Восточного Донбасса палеогеновые отложения представлены преимущественно мелкозернистыми песчанистыми породами. Среднезернистые и тем более крупнозернистые породы имеют весьма подчиненное значение. По-видимому, на данную акваторию палеогенового бассейна поступали исключительно мелкозернистые терригенные массы; более грубые осадки на рассматриваемые участки не доставлялись. Возможно, что грубозернистый материал в областях размыва вообще не образовывался и не поступал в миграцию, как не поступает он в речные бассейны современных рек Дона, Сев. Донца, Днепра.

Терригенные структурные элементы кластогенных пород горизонта, как и в подстилающих среднеэоценовых и палеоценовых слоях, большей частью хорошо отсортированы. Крупнозернистые песчанистые элементы (0,20—0,25 мм) заметно окатаны.

Для наиболее мелкозернистых пород характерны ихнитовые текстуры, обусловленные переработкой осадков мелкими илоядными организмами. Текстуры представляют собой сложные пересечения пород ходами илседов. Ходы обычно заполнены светлым (цеолит) или, наоборот, темным, зачастую более тонкоструктурным цеолитсодержащим алэвритистым или глинисто-алэвритистым материалом. В некоторых слоях (цимлянский разрез, скв. 88, 89) среди однородных отсортированных тонкозернистых или мелкозернистых песчанистых пород нередко наблюдаются мелкие, размером от 4—5 до 10—12 мм, включения зеленовато-серой, иногда заметно пиритизированной глины типа глинистых катунов. Возможно, некоторые из них имеют копрогенное происхождение. Подобные включения очень характерны и для более северных разрезов среднего эоцена.

По общему минералогическому составу терригенная часть пород имеет резко выраженный олигомиктовый характер.

Обильно в составе терригенных пород верхнего горизонта среднеэоценовой толщи представлены аутигенные сингенетические минералы. Их присутствием обуславливается некоторая незначительная рыхляковая цементация пород. Среди этих минералов наиболее существенное значение, как и вообще в составе терригенных палеогеновых пород, имеет цеолит. Он выражен теми же, что и в подстилающих среднеэоце-

новых слоях сростковыми агрегатами и реже тончайшими пинакоидальными кристалликами. Нередко важное значение в составе пород, особенно в естественных обнажениях, приобретает опал. В свежих, неизмененных гипергенными процессами породах опал представлен тончайшими глобулярными частицами. В естественных обнажениях он присутствует большей частью в виде различных сростково-агрегатных образований, обуславливающих в некоторых случаях опаловидный облик пород и в отдельных слоях нередко значительную цементацию.

Как и в подстилающей среднеэоценовой толще, в составе рассматриваемых песчаных пород обычно большое породообразующее значение имеет хорошо отсортированный глауконит. Содержание этого минерала обычно колеблется в пределах 10—12%.

В небольших количествах почти постоянно встречаются пирит и марказит; в тонких алеврит-песчаных породах устанавливаются сидерит и изредка кристаллики доломита. Постоянным является рассеянный углисто-растительный шлам. При высушивании свежих образцов керна некоторых, главным образом мелкозернистых пород за счет реликтовых растворов появляются обильные выцветы солей — эпсомит, гипс и др.

Почти повсеместно распространены в нижнем течении Сев. Донца и на правобережье Цимлянского водохранилища известковистые, кокколито-литовые слои **верхнего эоцена**. Лишь в самой северо-восточной полосе данной площади нижний горизонт верхнего эоцена, вероятно в результате послетретичного размыва, отсутствует. Мощность горизонта на юго-востоке площади (цимлянский разрез) колеблется в пределах 17—19 м. На северо-запад и на запад она уменьшается до 8—10 м.

Этот хорошо охарактеризованный литологически и микрофаунистически горизонт, как и на соседней к юго-востоку площади, неоднороден. В нижних слоях он представлен преимущественно известковыми породами. Верхние слои имеют типично глинистый состав.

Известковые породы представляют собой тонкие, большей частью мягкие мелоподобные известняки. Мощность их меняется от 5—6 до 12 м. Окраска их светлая, чуть зеленоватая или чуть сероватая, в сухом состоянии почти белая. Местами, особенно в самых нижних слоях, наблюдаются многочисленные ходы крупных илоядных организмов. Слоистая структура выражена отчетливо преимущественно в верхних слоях, вблизи контакта с глинистыми породами.

По простиранию породы не совсем однородные. Местами, главным образом в нижней части горизонта, они характеризуются несколько повышенными содержаниями тонкого алеврит-песчанистого материала. Последний иногда устанавливается в виде небольших прослоек и линзочек.

Карбонатность этих пород также неодинаковая и меняется как по мощности горизонта, так и по простиранию. Обычно максимальная карбонатность, до 65—70%, устанавливается в средних частях карбонатной пачки пород. В ее нижней и особенно в средних частях карбонатность значительно ниже (табл. 28).

Карбонатный материал имеет почти исключительно органогенный характер и представлен преимущественно кокколитофоритами и их обломками. Вблизи основания известковистой пачки в отдельных линзочках и прослойках нередко наблюдаются обильные фораминиферы. При этом раковинки их зачастую заметно перетерты, что вместе с их линзовидной концентрацией указывает на значительную гидродинамическую активность обстановки, в которой формировались известковые породы. Об этом свидетельствуют также линзы и прослойки песчанистого материала, прослеживающегося среди известковых пород.

В значительных количествах, особенно в нижних слоях известковой

пачки, присутствует цеолит. В частности, почти чистым цеолитом заполнены ходы илоядных организмов. Также, главным образом в нижних слоях, заметен глобулярный опал.

Повсеместно известковые породы характеризуются небольшими количествами (1—2%) мелкозернистого глауконита. Содержится также пирит в виде очень тонких шарообразных сросточков или более крупных псевдоморфоз по фораминиферам. Изредка по остаткам рыб встречается фосфористый минерал — даллит.

Интересно отметить присутствие в мелоподобных кокколитовых известняках битуминозного вещества. Обычными битуминологическими анализами, в частности люминесцентным анализом, битумы в породах не обнаруживаются, но при растворении известняков в 10%-ной соляной кислоте наличие битуминозного вещества хорошо устанавливается по появлению резкого битуминозного запаха. Такой же резкий битуминозный запах дают при растворении в соляной кислоте и мелоподобные кокколитовые известняки верхнего мела, широко распространенные на данной площади.

По-видимому, выделение газообразного битума следует связывать с разрушением кокколитофоридов. В строении многих групп этих организмов обычно хорошо различаются однослойная или многослойная периферийные известковые оболочки и внутри них одно или несколько буроватых ядрышек (ампулок), запечатанных в известковой массе кокколитов. Например, форма *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.) имеет 4 подобных ядрышка, форма *Cribrosus ellipticus* Schamr. — 10—12. Ядрышки оптически неактивны и напоминают буроватую массу опала. Однако при растворении кокколита в соляной кислоте также уничтожаются и отмеченные ядрышки. Таким образом, можно считать, что природа этих буроватых ядрышек имеет битуминозно-органогенный характер.

Таблица 28

Карбонатность мелоподобных кокколитовых известняков нижнего течения Сев. Донца и правобережья Цимлянского водохранилища, %

П о р о д а	Скв. 2	Скв. 26	Скв. 40	Скв. 38	Скв. 2159
Известняк (нижние слои)	46,2	51,8	38,12	53,25	48,31
Известняк (средние слои)	71,9	74,5	68,31	56,10	51,17
Известняк (верхние слои)	39,65	42,49	52,84	49,57	29,41
Глинистая пачка	2,63	8,11	4,15	1,86	—

Глинистые породы верхней пачки горизонта также повсеместно распространены, за исключением северо-восточной полосы площади, где они, как и подстилающие их известковые слои, размыты в более позднее, третичное время. Мощность пачки на юго-востоке площади составляет 7—9 м. На запад и северо-запад (Тацинская площадь) мощность ее обычно не превышает 2—3 м.

Породы почти однородные на всю мощность; мало изменяются они и по простиранию. Они представляют собой типичные пластичные зеленовато-серые, хорошо отдифференцированные известковистые, кокколитовые глины. Текстура их тонкослоистая и листоватослоистая, что особенно хорошо устанавливается при размачивании глин в воде. Нередко наблюдаются фосфатизированные чешуи рыб и отпечатки тонких нитевидных морских водорослей. В отличие от известковой пачки, формировавшейся в мелководных условиях начальной фазы трансгрессии, глины накопились в значительно углубившемся бассейне.

Стратиграфическое положение всего известковисто-глинистого гор-

зонта и его верхнеэоценовый возраст, кроме чисто литологических критериев, определяются также достаточно обильными комплексами фораминифер и кокколитофоридов. Среди фораминифер в мелоподобных известняках и перекрывающих глинах встречаются типичные, руководящие для верхнего эоцена формы. В частности, почти постоянно в этих слоях присутствуют *Bolivina antegressa* Subb., *Acarinina rotundimarginata* Subb., *Listerella subbotinae* Nikit., *Globigerina apertura* Cushm., *Cibicides acutiformis* Nikit., *Clavulina szaboi* Hantk. и др.

Комплекс фораминифер позволяет сопоставлять данные известковые и глинистые слои с киевским ярусом днепровских разрезов и с кумской свитой северо-кавказских разрезов. Особенно характерными кумскими формами представлены кокколитофориды. Из таких форм можно отметить *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.), *Septalites auctus* sp. n., *S. declivis* (Schamr. et Lasar.), *Cribrosus complicatus* Schamr., *Crassiradiatus cuspidatis* Schamr., *Recteradiatus corniger* (Schamr. et Lasar.), *Heliodiscoaster fenestratus* Schamr., *Heliodiscoaster floridus* (Schamr. et Lasar.), *Brachiatus endoechinaceus* Schamr. и др. (рис. 5).

Следует отметить, что кокколитофориды, в частности дискоастеры, в кумский отрезок верхнеэоценового времени достигали максимального развития. Они представлены здесь весьма усложненными формами, что является характерным исключительно для данного горизонта и что позволяет выделять его среди других третичных отложений с более бедными комплексами кокколитофоридов.

**Верхний горизонт верхнего эоцена**, хорошо выделяющийся в соседних к востоку и юго-востоку разрезах, прослеживается и в нижнем течении Сев. Донца и на правобережье Цимлянского водохранилища. Повсеместно он залегает на размытой поверхности кумской свиты. Мощность горизонта вследствие его размыва неоднородная и меняется от 50—60 до нескольких метров (бассейн р. Быстрой). Наиболее полно горизонт вскрыт на юго-западе площади (разрез по створу Цимлянской плотины).

В наиболее мощных разрезах горизонта (скв. 19, 26) породы толщи меняются в следующем порядке (снизу вверх):

- 1) миктолиты трепеловидные, известковистые, спонголитовые — 8—12 м;
- 2) пески и песчаники-рыхляки мелкозернистые и среднезернистые — 10—12 м;
- 3) миктолиты трепеловидные, спонголитовые — 7—9 м;
- 4) глины зеленоватые, алевритистые — 10—15 м.

К западу и северо-западу площади нижние слои горизонта обычно более глинистые; верхние слои большей частью размыты. Резко изменяется литологический характер горизонта на крайне западных участках площади. Здесь породы имеют преимущественно чисто песчаный или алеврит-песчаный состав. Однако общим и характерным признаком почти для всех пород горизонта является присутствие в них, нередко в обильных количествах, кремнистых органических остатков: спикул губок и радиолярий. Местами в некоторых тонкоструктурных породах отмечаются повышенные содержания диатомового шлама.

Наиболее распространенными и типичными породами для самого верхнего горизонта эоцена являются породы, выделяемые нами под названием спонголитовых миктолитов. В глубокое залегании они обычно светлоокрашенные с чуть зеленоватым оттенком, слабо сцементированные, тонкоструктурные. В структурном и минералогическом отношении породы имеют сложный характер. В небольших количествах в них почти всегда встречается терригенный алевритистый и отчасти песчаный материал. Также в переменных количествах (до 25—30%) содер-

жится чешуйчатый глинистый материал. Он присутствует в породах в виде тончайших микропрослоек и микролинзочек. Примерно в таких же количествах, как и глинистый материал, в породах присутствует цеолит в виде тех же сростковых образований и тонких пинакоидальных кристалликов, что и вообще в палеогеновых толщах.

Важное значение в составе этих пород имеет органогенный опал, представленный радиоляриями, спикулами губок и нередко диатомовыми. Спикулы губок и радиолярии зачастую замещены цеолитом. В значительной части этот кремнистый органогенный материал перетерт. Содержание его в цимлянских разрезах в среднем доходит до 10—15%.

Кроме того, в составе пород встречаются в незначительных количествах (обычно ниже 1%) глауконит, пирит, углисто-растительный шлам. Наконец, следует отметить почти постоянное присутствие известкового материала, представленного преимущественно кокколитофоритами.

В естественных обнажениях породы в результате гипергенных воздействий в некоторых случаях приобретают типично трепеловидный облик, особенно в наиболее высоких частях обнажений (в высоких склонах долин рек, балок и оврагов), но большей частью они переходят в опоки. Последние чрезвычайно широко распространены на исследованной площади. Они выходят во многих местах в балках и оврагах рек Кагальника, Белой и Россоши, в оврагах левого берега Сев. Донца, в бассейне р. Быстрой.

По внешнему облику опоки, образовавшиеся за счет гипергенного изменения цеолитсодержащих миктолитов, представляют собой светлые, большей частью буроватые, средней прочности породы. Опоки пористые, с невысоким объемным весом (0,9—1,3), иногда заметно карбонатные, на ощупь жесткие. На отдельных участках и в отдельных пятнах опоки приобретают темно-серую окраску; прочность породы на этих темно-окрашенных участках резко возрастает.

По сравнению с миктолитами минералогический состав опок существенно изменяется. Почти полностью в них исчезают цеолит, глауконит, сульфидные минералы и пр.; резко увеличивается содержание опала. Породы имеют в основном кремнистый опаловый состав (табл. 29).

Т а б л и ц а 29

Химический состав верхнеэоценовых вторичных опок нижнего течения Сев. Донца и правобережья Цимлянского водохранилища, %

Порода и место отбора	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	F <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	п. п. п.
Опока (балка Кременская)	84,29	6,51	1,63	1,26	0,85	4,26
Опока (балка Б. Россошь)	83,16	8,10	1,42	1,00	0,95	3,99
Опока (р. Быстрая)	89,84	2,49	2,7	0,98	0,77	6,54
Опока (р. Кумшак)	81,87	4,67	5,26	1,44	0,56	4,24
Миктолит неизмененный (скв. 19)	72,52	7,54	8,39	2,26	0,92	6,75

Почти постоянно в составе горизонта прослеживаются пачки песчаных пород меняющейся мощности. На цимлянской площади эта пачка выделяется в средней части горизонта. К северо-западу, в бассейне р. Быстрой, песчаные породы местами залегают в самом основании горизонта, контактируя с известкисто-глинистыми слоями кумской свиты.

По общему минералогическому характеру и по составу комплекса породообразующих элементов песчаные породы этого горизонта мало отличаются от подобного типа пород других, залегающих ниже палеогеновых горизонтов.

Таким образом, приведенные описания показывают, что верхний горизонт верхнего эоцена на территории нижнего течения Сев. Донца и правобережья Цимлянского водохранилища литологически мало отличается от самого верхнего горизонта эоцена на соседних к югу и юго-востоку площадях (Висловско-Семикаракорская, Сало-Маньчская площади). Горизонт в значительной степени сложен тонкоструктурными, существенно опал-цеолитовыми породами. Здесь также обильно представлены кремнистый органогенный материал: спикулы губок, радиолярии, диатомовые. Содержание кремнисто-органогенного материала в породах горизонта нередко настолько высоко, что их можно относить к типу спонголитов или радиолярит-спонголитов. Это позволяет считать, что данный горизонт, залегающий выше известковисто-глинистых слоев, является стратиграфическим аналогом самого верхнего горизонта эоцена на соседних площадях и также должен относиться к белоглинской свите.

Возможность отнесения рассматриваемого горизонта радиолярит-спонголитовых пород к белоглинской свите подтверждается присутствием в его слоях характерной, хотя и редкой микрофауны фораминифер: *Marginulina behmi* Reuss., *Cibicides acutiformis* Nikit., *Bolivina antegressa* Subb., *Bolivina nobilis* Hantk., *Spiroplectammia vislovensis* Nikit. и др.

Характерными белоглинскими формами представлен также комплекс кокколитофоридов. В частности, в этих слоях приобретает большое развитие *Homomorphus trinicellus* (Schamg. et Lasar.), часто встречается *Cuneatus simplex* (Schamg. et Lasar.) и др.

Слои верхнего горизонта эоцена, в частности опоки и опоквидные породы в естественных обнажениях на р. Быстрой и в бассейне Кагальника, некоторые геологи (В. Н. Зубцовский, 1959; В. П. Воинов, 1939; А. П. Кичапов, 1937, 1938, и др.) относят без достаточных обоснований к харьковскому ярусу (олигоцен). Однако заведомо олигоценные слои на юго-восточных участках рассматриваемой площади (разрез по створу Цимлянской плотины) и на соседней Висловско-Семикаракорской площади залегают выше спонголитовых слоев данного горизонта и представлены резко отличающимися от них комплексами пород. Это обычно шоколадно-буроватые, значительно гумусированные породы, определяемые хадум-майкопским возрастом.

## ОЛИГОЦЕН (МАЙКОПСКАЯ СЕРИЯ)

В бассейне Нижнего Дона и нижнего течения Сев. Донца олигоценные отложения по сравнению с эоценовыми толщами имеют значительно меньшее распространение: они прослеживаются только в узкой полосе правобережья Нижнего Дона. В бассейне Сев. Донца и в Доно-Чирском междуречье, за исключением, как будет отмечено ниже, небольшого участка на водоразделе рек Дона и Лиски, эти отложения отсутствуют.

Почти повсеместно олигоценные слои в виде типичных отложений майкопской серии залегают на территории Сало-Маньчского и отчасти Доно-Сальского междуречья, где они являются северным продолжением мощных олигоценных формирований Азово-Кубанской впадины. Достаточно мощными толщами олигоценные отложения прослеживаются далее на восток и северо-восток. Непрерывными толщами они распространены в Ергенях, на территории Прикаспия и в Нижнем Поволжье.

На север от р. Сала олигоценные толщи, как и верхнеэоценовые слои, быстро выклиниваются, главным образом, в результате их размытия. С достаточным обоснованием северная граница распространения

олигоценых отложений, по данным многочисленного бурения, определяется Т. С. Кавеевым (1955). Начиная от Волги (г. Волгоград) она тянется на юго-запад и проходит несколько южнее ст. Котельниково. Далее в том же юго-западном направлении граница олигоцена прослеживается вдоль линии отмечавшегося выше Северо-Донецкого надвига. На правом берегу Дона эта граница отклоняется на юг, в общем следуя границе открытого Донбасса (рис. 11).

Предшествующие исследования олигоценых отложений проводились в основном для соседней к востоку территории Южных Ергеней.

В течение ряда лет олигоценые слои изучал Ф. Ф. Голынец (1931, 1932, 1934, 1935), который, по существу, впервые для этих районов дал основные сведения об общем литологическом характере олигоценовой толщи, ее мощности, стратиграфическом положении и перспективах нефтегазоносности. Важные структурно-тектонические обобщения и соображения о перспективах нефтеносности олигоцена на территории Южных Ергеней сделаны Н. Ю. Успенской (1935) и Н. Ю. Успенской и Ф. П. Пантелеевым (1936). Чисто палеонтологическое и стратиграфическое изучение толщи провела Е. В. Ливеровская (1939).

Основательные геологические исследования олигоценых отложений, также главным образом на территории Южных Ергеней, выполнены Ф. П. Пантелеевым (1947). Им разработана схема стратиграфического подразделения олигоценовой толщи. По одной из скважин, полностью вскрывшей олигоценовые слои, изучены минералогические комплексы легких и тяжелых фракций олигоценовых пород.

В последние годы детальные исследования олигоцена, обобщенные в ряде специальных отчетов, выполнены Кольцовской геологической экспедицией. Исследования проводились главным образом с целью поисков органогенно-фосфатных руд и касались также преимущественно районов Южных Ергеней.

Более западные районы бассейнов рек Сала, Маныча, Нижнего Дона исследовались лишь в самое последнее время. На этих площадях олигоценовые отложения разбуривались многочисленными скважинами при пресектировании и строительстве Волго-Донских гидротехнических сооружений (Т. С. Кавеев, 1955). На многих участках площади эти отложения были вскрыты поисковым бурением на нефть (А. Н. Енгибаров; Ю. А. Судариков, 1959, 1960). На Дону чисто стратиграфические исследования олигоценых отложений проводились Б. П. Жижченко (1953, 1958). В течение ряда лет изучением олигоценовой микрофауны занималась Ю. П. Никитина (1958, 1962).

Предшествующими исследователями вся олигоценовая толща рассматриваемого района стратиграфически сопоставляется с толщей майкопской серии Северного Кавказа. Основанием для этого, в первую очередь явилось почти полное литологическое тождество разрезов олигоцена данной территории с северокавказскими разрезами майкопа. Возможность такой параллелизации подтверждается также микрофаунистическим материалом (Ю. П. Никитина) и спорово-пыльцевыми комплексами (Л. А. Козяр, 1959).

На исследованных участках Западного Маныча, Сала, в Ергенях и на Дону олигоценовые отложения обычно ложатся на эоценовые толщи с явным и нередко глубоким размывом, захватившим значительные части белоглинской свиты. Они начинаются, как и в области Азово-Кубанской впадины, небольшой пачкой (мощностью в несколько метров) черных или чуть буровато-черных, сильно торфянистых, местами заметно песчаных глин. Выше этой пачки залегают различной мощности слои тонкослоистых зеленовато-серых, иногда чуть буроватых глин типично майкопского облика. Залегающие в основании олигоценовой

толщи торфянистые глины фациально и литологически следует определять как осадки низинных прибрежных болот олигоценовой трансгрессии (ингрессии) олигоценового (майкопского) бассейна. Они прослеживаются с большим постоянством и могут являться очень важным маркирующим горизонтом.

Мощности олигоценовой толщи на данной территории по сравнению с Азово-Кубанской впадиной значительно сокращаются, особенно на северных и северо-западных участках площади. В нижнем течении р. Сала и на Дону (цимлянские разрезы) они не превышают нескольких десятков метров. Уменьшение мощностей этой толщи обусловлено главным образом ее верхне-третичным размывом. Отчасти на сокращение мощностей влияли также, по-видимому, выступавшие на востоке складчатые системы Донбасса, имевшие в майкопский век тектонически лабильный характер.

Как и в рассмотренных выше разрезах Азово-Кубанской впадины, толщи олигоцена в бассейнах рек Сала и Маныча и на Дону литологически характеризуются в общем теми же, типичными для майкопской толщи литологическими признаками. Породы представлены преимущественно тонкослоистыми глинами. Вместе с тем песчанистые и алевроитистые породы в составе олигоценовой толщи также имеют значительное развитие. Глины меняются от хорошо отдифференцированных, тонкоструктурных до алевроитистых и песчанистых. В составе пород, кроме глинистого и алевроит-песчанистого материала, содержатся примеси аутигенных минералов: пирит, сидерит, местами опал и цеолит. Присутствуют кремнистые и известковистые органогенные остатки; часто наблюдается чешуя рыб. Несколько восточнее, в южноергенинских разрезах местами прослеживаются значительной мощности линзовидные слои, составленные тонкой перетертой рыбной брекчией (И. А. Шамрай, Н. И. Кубецкий, 1960).

Важной особенностью олигоценовых отложений, как и в области Азово-Кубанской впадины, является резко повышенное содержание в некоторых слоях органогенного растительного материала. Так, в верхнемайкопских слоях по куберлинскому разрезу  $S_{org}$  составляет 15—19%, в нижних слоях по цимлянскому разрезу — 9%.

Органический материал присутствует преимущественно в виде обуглившегося растительного шлама. Местами растительная масса представлена тонкими прослойками почти чистого бурого угля (лигнита) и в виде сажистых примазок.

Однако повышенными количествами органического материала характеризуется не вся олигоценовая толща. В ее составе прослеживаются пачки светлых, зеленовато-серых глинистых и песчанистых пород с пониженными содержаниями органического вещества, что обусловливает, как и в более южных разрезах олигоцена (Азово-Кубанская впадина), хорошо выраженное циклическое строение олигоценовой толщи. Как указывалось выше, резкое возрастание органического материала в слоях можно объяснить лишь усиленным его поступлением в олигоценовый бассейн в условиях регрессивного сокращения и обмеления этого бассейна. Уменьшение количества поступающих в бассейн органических масс следует связывать с его трансгрессиями и расширениями.

В отличие от более южных разрезов, на данной площади в нижней части олигоценовой толщи (разрезы цимлянский, топилинский, куберлинский и др.) постоянно прослеживается небольшой трансгрессивный горизонт заметно известковистых пород с кокколитофоридами и остракодами (остракодовый горизонт). Внизу он представлен небольшим (0,4—0,5 м) слоем светлого кокколитоцевого мергеля, сменяемого выше пачкой известковистых, кокколитоцево-зеленовато-серых глин.

Кокколитофориды в своем комплексе очень заметно отличаются от эоценовых кокколитофоридов. Они представлены здесь почти исключительно мелкими дисковидными формами из родов *Discolithus* и *Tremalithus*. Лишь сравнительно редко встречается характерная для олигоцена эллипсоидальная форма с одной поперечной перегородкой, напоминающая *Zygoolithus fibulus* Górkа (Г. Гурка, 1957), но отличающаяся от нее более крупными размерами и косо поставленной по отношению к малой оси эллипса поперечной перегородкой. Очень редко встречаются дискоастеры из родов *Cuneatus*.

Для конкретного представления о литологическом характере олигоценовых формирований на данной площади приведем краткие описания их наиболее типичных разрезов для площади Сало-Маньчского междуречья (куберлинский разрез) и для северной зоны выклинивания олигоценовой толщи (цимлянский разрез).

**Сало-Маньчское междуречье (снизу вверх):**

1) глины зеленовато-серые, тонкослоистые, известковистые, кокколитовые; прослеживаются в куберлинском разрезе в интервале 184—178 м; по возрасту относятся к белоглинской свите; выше этих глин залегают отложения майкопской серии;

2) глины неизвестковистые, углистые, шоколадно-черные, местами с линзочками глауконита — 10 м;

3) глины неизвестковистые, тонкослоистые, зеленовато-серые, с прослоями мелкозернистого песка — 4 м;

4) известняк мелоподобный, кокколитовый, глинистый (мергель) с многочисленными остракодами (остракодовый пласт) — 0,5 м;

5) глины слабо известковистые, кокколитовые, зеленовато-серые — 5 м;

6) глины неизвестковистые, алеврит-песчанистые, зеленовато-серые — 6 м;

7) глины опоквидные с радиоляриями и спикулами губок; окраска глин светло-серая, сверху почти белая в результате древнего элювиирования — 8 м;

8) пески и песчаники-рыхляки мелкозернистые, неизвестковистые, зеленовато-серые, сверху светло-серые, местами заметно глауконитизированные — 44 м;

9) алевролиты-рыхляки песчанисто-глинистые, темно-серые и почти черные, в основании с глауконитом и крупнозернистым кварцевым песком — 7 м;

10) глины углистые, шоколадно-черные и черные, внизу с прослойками алевритистого песка; текстура глин слоистая и листоватослоистая — 37 м.

Мощной пачкой углистых глин по куберлинской скважине заканчивается разрез олигоценовой толщи. Выше залегают светло-серые известковистые глины сарматского возраста.

Согласно отмечавшимся выше принципам выделения циклических седиментационных комплексов, в разрезе олигоценовой толщи Сало-Маньчского водораздела с достаточным обоснованием определяются три отдельных седиментационных цикла.

Первый, нижний, небольшой по мощности цикл охватывает пачку углистых и залегающих выше зеленовато-серых глин (слои 2 и 3). Углистые шоколадно-черные, обогащенные органическим материалом, глины фациально относятся к типу лагунно-болотных ингрессивных осадков начавшейся олигоценовой трансгрессии. Как и в более южных разрезах палеогена, они залегают на размытой эоценовой поверхности (белоглинская свита). Пачка зеленовато-серых глин (слой 3) формировалась в условиях дальнейшего трансгрессивного расширения бассейна.

Верхняя часть этого цикла (регрессивные фации) здесь отсутствует. По-видимому, осадки регрессивного этапа седиментации на площади Сало-Манычского водораздела были уничтожены последующей трансгрессией.

Следующий седиментационный цикл также значительно размыт. Наличие в верхней части цикла заметно окремненных и отбеленных опоковидных глинистых пород (слой 7) указывает на размытый верхний контакт этого цикла и на существование перерыва в осадкообразовании. Эти же глины позволяют проводить в их кровле верхнюю границу второго седиментационного цикла.

В трансгрессивной части цикл составлен мелоподобным кокколито-вым известняком и пачкой зеленовато-серых, слабо известковистых, кокколитовых глин (слои 4, 5). Залегающие выше неизвестковистые алеврит-песчанистые и опоковидные глины (слои 6, 7), по-видимому, формировались в условиях начавшейся регрессии.

Сложенный довольно мощными слоями третий, верхний седиментационный цикл в нижней части представлен мелкозернистыми песчанистыми и алевритистыми породами (слои 8, 9). Верхняя часть цикла, мощностью до 37 м, имеет почти чисто глинистый состав. Глинистые породы сильно обогащены углистым материалом и приобретают шоколадно-черную и черную окраску. Несомненно, эта мощная пачка глин формировалась в условиях широкой регрессии олигоценового бассейна и в последующем его осушения. Фациально глинисто-углистые породы следует относить к континентальному, болотно-озерному типу осадков.

Нижняя, песчанистая и алеврит-песчанистая толща цикла образовалась в условиях значительного тектонического погружения и вызванного этим усиленного привноса речными потоками с континента терригенных песчанистых и алевритистых масс. Возможно, в трансгрессивную фазу формирования цикла осадкообразовательные процессы обуславливались воздействием морских течений. На это указывает заметная отсортированность песчанистых пород, в особенности в самых нижних слоях.

В последующем, вероятно, достаточно усиленный тектонический подъем области вызвал резкое регрессивное сокращение олигоценового бассейна и дальнейшее его осушение, обусловившее образование мощных тонких осадков, обогащенных органическим растительным материалом.

Сильно сокращенными разрезами олигоценовые (майкопские) отложения представлены в зоне их северного выклинивания (разрезы котельниковский, цимлянский, топилинский и пр.). Типичным разрезом олигоценовых отложений этой зоны является цимлянский (скв. 19). Снизу вверх здесь прослеживаются следующие слои олигоцена, залегающие на размытой поверхности белоглинской свиты:

1) глины углистые, шоколадно-коричневатые, местами почти черные — 6,5 м;

2) известняк мелоподобный, кокколитовый, глинистый (мергель) с остракодами — 0,40 м;

3) глины известковистые, кокколитовые, тонкослоистые, зеленовато-серые — 7 м;

4) глины неизвестковистые, перемежающиеся с мелкозернистыми песками; от присутствия в песках и глинах повышенных содержаний углистого материала породы приобретают шоколадно-серую, местами почти черную окраску — 23 м.

На глубине 27 м шоколадно-коричневатые породы олигоцена сменяются чисто кварцевыми песками и известняками сарматского возраста.

Общий литологический характер пород и порядок их вертикального

размещения в цимлянском олигоценевом разрезе остался почти тот же, что и в куберлинском разрезе. Здесь сохранились те же три седиментационных цикла, хотя и в несколько меньших мощностях, особенно уменьшилась мощность верхнего седиментационного цикла — в результате его размыва сарматской трансгрессией.

Сильно размытые олигоценевые слои вскрыты многочисленными скважинами на Висловско-Топилинской площади (восточный погружающийся выступ главной антиклинальной структуры Донбасса). Слой олигодена здесь размыты не только в верхних горизонтах, но из разреза большей частью также выпадают известковистые породы (кокколитовый мергель, известковистые глины), выделяющиеся на других площадях в составе второго седиментационного цикла. По-видимому, их отсутствие объясняется существованием перерыва, уже намечающегося между первым и вторым седиментационными комплексами в куберлинском разрезе.

Литологически олигоденовая толща на Висловско-Топилинской площади представлена теми же характерными для майкопской серии породами: шоколадно-черными и зеленоватыми глинами, местами песками. Пески в средней части олигодена распространены главным образом в самых восточных разрезах Висловско-Топилинской площади.

Ю. П. Никитина (1958), а еще раньше Б. П. Жижченко относят всю толщу олигодена на территории Сало-Маньчского междуречья и Нижнего Дона к майкопской серии и расчленяют ее на ряд горизонтов. В нижней части толщи ими выделяется цимлянская свита, сопоставляемая Ю. П. Никитиной с верхней частью хадумской свиты и нижним майкопом. Это же подтверждается и данными циклического анализа. Хорошо выделяющийся в нижней части толщи циклический комплекс, составленный слоями углистых и зеленовато-серых глин (верхняя часть цикла), соответствует хадумской свите. Второй седиментационный цикл, представленный в нижней части слоем кокколитового мергеля и известковистыми, кокколитовыми глинами и в верхней части — породами глинисто-опоквидного типа, по своему стратиграфическому положению отвечает нижнему майкопу.

Слои третьего, верхнего седиментационного цикла по стратиграфическому положению и по литологическому сходству с майкопскими разрезами Азово-Кубанской впадины должны быть отнесены к среднему майкопу. Как и в разрезах среднего майкопа Азово-Кубанской впадины, здесь слои этого циклического комплекса также представлены существенно песчаным комплексом пород, формировавшихся в условиях резко повышенного привноса речными потоками терригенного материала с континента.

По данным микрофауны и на основании сопоставлений с ергенинскими и ставропольскими разрезами майкопской толщи слои верхнего циклического комплекса относят к среднему майкопу также Ю. П. Никитина.

Верхний майкоп в его морских фациях на территории Сало-Маньчского междуречья и на Дону отсутствует. Возможно, отчасти верхнемайкопским возрастом нужно датировать отмеченную в верхней части майкопской толщи мощную пачку сильно углистых глин, вскрытых скважинами на водоразделе Сала и Маньча (скважины куберлинская и зимовниковская).

Палеогеографическая обстановка в олигоденовое время на данной территории имела большей частью мелководный, крайне прибрежный характер. Более высокие содержания углистого материала в некоторых олигоденовых слоях по сравнению с майкопскими отложениями Азово-Кубанской впадины указывают на то, что заболачивающиеся береговые

линии здесь находились в непосредственной близости к морскому водоему, в котором формировались олигоценовые осадки.

В отличие от Азово-Кубанской впадины, олигоценовый бассейн на территории Нижнего Дона и Сало-Маньчского междуречья в результате тектонических колебательных импульсов претерпевал в отдельные отрезки времени полное осушение. Накопившиеся в нем осадки подвергались значительному размыванию, как, например, между первым и вторым, а также вторым и третьим седиментационными циклами, или эти осадки накапливались в виде типичных континентальных, болотных и болотно-лагунных формирований.

Приведенные данные позволяют однозначно решить вопрос о положении областей размыва и о направлении привноса осадочного материала в майкопский бассейн. Многие кубанские геологи — М. Ф. Филиппова (1938), В. Т. Малышек (1956) и др. — считают, что основным источником привноса осадочного материала в майкопский бассейн являлась островная суша в области современного Кавказа. Однако возрастание в северном направлении содержания органического материала в составе майкопских отложений, а также признаки осушения и наличия береговых линий майкопского бассейна на территории Сало-Маньчского междуречья и Нижнего Дона указывают на то, что обширная суша располагалась к северу от современных границ распространения майкопских отложений.

Как отмечалось ранее (И. А. Шамрай, 1939, 1959), эта область имела гумидный характер и являлась источником поступления в майкопский бассейн органического материала. Одновременно с этим с обширной северной суши выносились, по-видимому, достаточно мощными речными артериями терригенные глинистые и песчаные массы осадков. Участие речных потоков в формировании олигоценовой толщи особенно резко выражено в среднем майкопе, в составе которого повсеместно прослеживаются нередко очень мощные песчаные слои осадков.

В связи с широкими регрессивными продвижениями береговых линий майкопского бассейна на юг привносимые с севера терригенные, в частности песчаные, осадки могли достигать весьма отдаленных южных участков майкопского бассейна. На сдвигание границ бассейна к югу в некоторые отрезки майкопского времени и на поступление в область Предкавказья северных осадочных масс указывает и В. А. Гроссгейм (1957).

Возможно также, что терригенные осадочные массы могли захватываться и переноситься на юг, вплоть до Северного Предкавказья, морскими течениями. Участие последних, как отмечалось выше, подтверждается заметной отсортированностью майкопского песчаного материала. Об участии морских течений в формировании майкопской толщи пишут Н. Б. Вассоевич и В. А. Гроссгейм (1950, 1951).

Как указывают многие исследователи, вероятно, осуществлялся привнос осадочного материала в майкопский бассейн и с юга — за счет размыва островной суши на месте современного Кавказа. Однако этот привнос не мог иметь сколько-нибудь заметного значения. Кавказская островная суша едва ли была таких размеров, чтобы размыв ее мог дать массы осадочного материала, достаточные для образования мощных осадочных формирований, какими представлена майкопская толща, распространенная на огромной территории. Участие Кавказской островной суши не подтверждается минералогическими комплексами майкопских отложений, имеющих повсеместно исключительно северное происхождение (И. А. Шамрай, 1939).

## БАССЕЙН РЕК КАЛИТВЫ И ГЛУБОКОЙ

В геотектоническом отношении бассейн рек Калитвы и Глубокой рассматривается (И. Ю. Лапкин, 1956; Н. С. Морозов, 1955; А. Л. Дубинский, 1956, 1958; И. И. Потапов, Н. И. Погребнов, 1962, и др.) как южная краевая зона Русской платформы, ограниченная с севера Воронежским массивом (Воронежская антеклиза) и с юга Донецким выступом (открытый Донбасс).

Формирование структурно-тектонического плана данной территории происходило главным образом в герцинский этап складкообразования. Но, как отмечается многими авторами, тектонические движения унаследованно продолжались и в мезозое; частично они находят отражение и в общем геологическом строении палеогеновой толщи: в различных зонах изменяется ее мощность, не совсем однотипно выражен стратиграфический спектр, а также литофациальные и минералогические особенности.

Однако наряду с узлокальными унаследованными движениями вся рассматриваемая область также подвергалась в течение палеогенового времени усиленным колебательным тектоническим воздействиям регионального порядка, тем же, что и на более южных территориях. Ими обусловлены многократно повторявшиеся в палеогеновое время трансгрессивно-регрессивные циклы осадкообразования, выпадение из разрезов некоторых стратиграфических подразделений и наличие перерывов внутри палеогеновой толщи.

### ПАЛЕОЦЕН

Палеоценовый возраст отложений на данной площади доказывается с большим трудом. Особенно это касается песчанистого комплекса пород, которыми, по существу, и слагаются слои, относимые к палеоцену. В качестве основных признаков, позволяющих с большим или меньшим основанием устанавливать палеоценовый возраст некоторых слоев, залегающих в основании палеогена, можно отметить следующие:

1) присутствие в ряде мест в самом основании палеогена, на границе с меловой поверхностью, типичной для палеоцена фауны;

2) одинаковое с палеоценовыми разрезами соседних площадей стратиграфическое положение этих слоев.

Особенное значение здесь имеет стратиграфическое обоснование верхней палеоценовой поверхности. На соседних к юго-востоку площадях (Тацинская, Николаевская) верхи палеоцена постоянно контактируют с небольшим глинистым горизонтом, нередко содержащим эоценовую фауну. Местами на границе палеоцена и эоцена залегают галечники и гравелиты, указывающие на перерыв в осадкообразовании.

Этот же горизонт глинистых эоценовых пород почти повсеместно прослеживается и на данной территории. С глинистыми породами часто связаны те же гравелиты и галечники, залегающие, как и на соседних площадях, в основании глинистого горизонта.

Таким образом, установление в нижнем контакте, на границе с размытой меловой поверхностью, палеоценовой фауны, с одной стороны, и наличие в верхнем контакте эоценового глинистого горизонта — с другой, позволяет с большим или меньшим обоснованием датировать нижние слои палеогена палеоценовым возрастом. Глинистый горизонт и связанные с ним галечники являются верхней границей палеоцена; горизонт имеет повсеместное маркирующее значение.

Однако на всей территории в основном широко распространен верхний палеоцен, представленный, как и на соседних площадях, исключи-

тельно песчанистыми породами. Нижний палеоцен сохранился сравнительно маломощными слоями лишь на отдельных участках (реки Калитва, Березовая и др.), хотя в предверхнепалеоценовое время он, по видимому, имел более мощное развитие. Местами в основании верхнепалеоценовых песков в гравелитах и галечниках устанавливается перебитая нижнепалеоценовая фауна, поступившая за счет размыва широко распространявшихся отложений нижнего палеоцена.

Совсем не прослеживается палеоцен среди маломощных палеогеновых отложений в верховьях рек Глубокой и Калитвы. Возможно, он сохранился здесь лишь отдельными островками в понижениях палеорельефа, как это имеет место на Дону и Чире.

**В бассейне р. Калитвы**, включая ее левобережные притоки (реки Березовая, Большая, Ольховая и др.), разрез палеоцена стратиграфически неоднотипен. В нижнем течении палеоцен представлен тацинским типом, хотя и сравнительно маломощным (рис. 12). В среднем течении р. Калитвы (севернее линии Северо-Донецкого надвига) и на нижних участках р. Березовой детритусовые известковистые породы нижнего палеоцена из разреза выпадают; палеоцен залегает здесь лишь небольшими слоями опоковидных пород, сменяемых затем песками верхнего палеоцена (рис. 16).

Общий разрез палеоцена для среднего бассейна р. Калитвы представляется в следующем виде:

1. Гравийно-галечниковый горизонт. Он прослеживается в основании палеоцена повсеместно и залегает на размытой поверхности верхнего мела. Мощность горизонта колеблется от 0,10—0,15 до 0,80 м. Гравийно-галечниковый материал с максимальными размерами галек 5—6 см представлен главным образом хорошо окатанным, нередко цилиндрической формы фосфоритом, кремнем и отчасти кварцем (кварцитом). В составе материала наблюдаются остатки макрофауны, большей частью в виде обломков.

2. Горизонт кремнистых пород. Выходит на дневную поверхность в нижнем течении р. Березовой и местами на правом склоне долины р. Калитвы. Несколько ниже устья р. Березовой мощность этого горизонта достигает 12—14 м.

По общему литологическому облику опоки этого горизонта почти аналогичны кремнистым породам нижнего палеоцена тацинского разреза. Как и в последнем, они темно-серые и характеризуются значительной прочностью и часто повышенной песчанностью. На отдельных участках в составе опок наблюдаются концентрации органогенного опала, представленного преимущественно диатомовым шламом (копрогенные включения). Изредка встречаются мелкие известковистые включения в виде обломков фауны.

3. Горизонт мелкозернистых и среднезернистых слабо глауконитизированных песков и песчаников-рыхляков с гравийно-галечниковым базальным слоем в основании. В обнажениях по р. Калитве и в нижнем течении р. Березовой горизонт подстилается рассмотренными выше кремнистыми слоями. В разрезах рек Ольховой и Большой, а также вверх по течению Калитвы и Березовой эти песчаные слои ложатся на меловую толщу. Мощность горизонта также непостоянна и колеблется от 15—20 м в наиболее северных участках района до 35 м в южных.

Залегаящий в основании горизонта небольшой базальный гравийно-галечниковый слой имеет повсеместное распространение, хотя мощность его непостоянна и меняется от нескольких сантиметров до 0,4—0,5 м. По составу он мало отличается от нижнего базального горизонта и представлен в основном гальками песчанистого фосфорита и кремня.

Фосфорит большей частью встречается в виде небольших слабо окатанных желваков. Изредка наблюдаются хорошо окатанные мелкие гальки кварца, а также обломки макрофауны. В отличие от нижнего базального горизонта здесь гравийно-галечниковый слой местами сильно глауконитизирован.

Внешне песчанистые породы этого горизонта имеют большей частью глинистый облик, однако микроскопическими исследованиями установлено, что собственно глинистый материал в них отсутствует или почти отсутствует. Тонкий глиноподобный субстрат этих пород представлен почти исключительно цеолитом и отчасти опалом. В некоторых слоях цеолит играет значительную породообразующую роль, и его содержание нередко превышает 10%. В этих случаях породы приобретают несколько опоковидный характер.

Обычно в верхних слоях горизонта и в верхних частях обнажений цеолит уничтожен разложением, за счет чего образовались массы опала, обусловившие значительное окремнение песков и возникновение кремнисто-песчанистых сростков (ризолиты).

Таким образом, по минералогическим и общепетрографическим признакам и сходству с отложениями более юго-восточных разрезов выделяющиеся в нижней части палеогеновой толщи на р. Калитве и ее притоках пачки пород должны быть отнесены к палеоцену. Самые нижние, большей частью сильно размытые кремнистые породы, очевидно, соответствуют верхней части нижнего палеоцена, хорошо выраженного в тацинском и николаевском разрезах; верхние песчанистые слои — верхнему палеоцену.

Палеоценовый возраст этих пород также в свое время определялся П. М. Петровым (1939) и Н. А. Григоровичем-Березовским (1938, 1939). Последний установил в данных слоях, главным образом в гравийно-галечниковом горизонте, фауну, типичную для волжских палеоценовых разрезов: *Cyprina morrissi* Sow., *Cucullaea volgensis* Barb., *C. dorsorotundata* Netsch., *Crassatella stuckenbergi* Netsch., *Cr. thalavignesi* Desh., *Cytherea tokodensis* Opp., *C. saincenyensis* Desh. nov. var. *donesiana* Gr.-Ber., *C. lamberti* Desh., *Ostrea subescheri* Netsch., *Psammobia* cf. *crassatellaeformis* Cossm., *Axinus goodhalli* Sow., *Lucina volginica* Netsch., *L. netschaevi* Arch., *Calyptrea suessuniensis* Desh., *Natica peracuta* Netsch., *Triton* cf. *antiquum* Desh.

**В бассейне р. Глубокой** палеоценовые слои (мощностью обычно не более 30—35 м) сложены исключительно песчанистыми породами. В верхних частях бассейна р. Глубокой эти слои залегают на размытых горизонтах верхнего мела (кампан, маастрихт). Ниже по течению реки, в районе ст. Глубокой и на Сев. Донце, песчанистые палеоценовые отложения контактируют с так называемой агломератовой толщей, относящейся, по-видимому, к датскому ярусу. Почти на всей площади в основании палеоценовых слоев залегают небольшой галечниково-фосфоритовый базальный горизонт, нередко с палеоценовой фауной. По данным Е. Н. Федоренко и В. Л. Самойлович, палеоценовые фораминиферы присутствуют и в верхних слоях агломератовой толщи. В слоях этой толщи на р. Глубокой, в окрестностях хут. Ковалева, они отмечают *Cibicides lectus* Vass., *Anomalina danica* Brotz., *Gyroidina soldanii* Orb., *Cibicides aktulagaensis* Vass. Та же фауна установлена ими и в залегающих выше песках.

На разных участках песчанистые породы палеоцена перекрываются различными по возрасту и по литологическому характеру слоями. В окрестностях г. Миллерово они перекрываются верхнеплиоценовыми красно-бурыми глинами; в районе стан. Мальчевской эти песчанистые

породы контактируют с глинистыми слоями царицынской (черкесской) свиты.

Еще севернее, в окрестностях хут. Новая Полтава, над песчанистыми породами палеоцена с явным размывом залегают известковистые, кокколитовые глины верхнего эоцена.

По петрографическим данным, полученным в результате изучения кернового материала буровых скважин (миллеровская линия скважин) и отчасти естественных обнажений, палеоценовые породы большей частью относятся к типу песчаников-рыхляков. По степени цементации они стоят между рыхлыми песками и типичными песчаниками. В верхних слоях распространены рыхлые пески. В этих же верхних слоях среди песков часто наблюдаются желвачно-конкреционные образования прочных сливных песчаников с вторичным опал-халцедоновым цементом.

Минералогически песчаники-рыхляки и пески относятся к типу кварцевых пород, содержащих в среднем 3—4% глауконита. Лишь иногда вблизи контакта с меловыми слоями породы сильно обогащаются глауконитом. В качестве аутигенных минералов в песчанистых породах присутствуют опал и отчасти, особенно в нижних слоях, цеолит.

Структуры пород в различных слоях меняются от мелкозернистых до среднезернистых и местами даже до крупнозернистых, с максимальными размерами зерен 0,6—0,7 мм. Это указывает на то, что кластогенные массы палеоценовых пород в северных районах территории приобретают более крупнотектурный характер.

Кластогенный материал, особенно в его среднезернистой и крупнозернистой части, в основном хорошо окатан, встречается также значительное количество слабо окатанного песчанистого материала. Общим признаком пород является достаточно заметная отсортированность кластогенного материала.

Важной текстурной особенностью пород является наличие в некоторых слоях многочисленных ходов илоядных организмов. С последними связано более усиленное окремнение песчанистого материала и образование за счет этого окремненных ветвящихся сростковых конкреций (ризолиты).

Базальный галечниково-фосфоритовый горизонт, залегающий на контакте между меловыми слоями и палеоценовыми песчанистыми породами, составлен окатанными обломками черного кремня и жильного кварцита. В переменных количествах содержатся небольшие желваки темно-серого или черного фосфорита, также большей частью хорошо окатанные. Петрографически фосфориты относятся к песчанистому типу.

Преимущественно песчанистый состав палеоценовых пород на р. Глубокой позволяет датировать их верхним палеоценом. Нижний палеоцен в разрезе р. Глубокой большей частью размыт в верхнепалеоценовое время.

### НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ЭОЦЕН

Эоценовая толща в бассейне рек Калитвы и Глубокой, как и на соседних территориях, состоит из нижнего и верхнего отделов. Однако на различных участках площади эти отделы имеют весьма различные мощности и не всегда представлены вместе. Нижне-среднеэоценовые отложения начинаются здесь, как отмечалось выше, горизонтом существенно глинистых или глинисто-песчанистых пород, мощностью 10—25 м. Литологически этот горизонт мало отличается от нижних слоев эоцена соседней площади (николаевский, морозовский, цимлянский разрезы).

С нижележащими палеоценовыми породами горизонт контактирует с отчетливо намечающимся перерывом, выраженным в виде гравели-

стых кремнисто-фосфоритовых накоплений. Местами подобные гравеллиты прослеживаются и в верхнем контакте горизонта.

Как и на соседней к юго-западу площади, нижний горизонт эоцена литологически и фациально представлен здесь неоднотипным комплексом пород. В значительной части бассейна р. Глубокой горизонт сложен опоковидными глинистыми породами и опоковидными глинистыми алевритами. Особенно широкого развития достигают эти породы на большой площади нижнего бассейна р. Глубокой; отдельным участком они залегают также в верхнем течении рек Глубокой и Полной (мальчевский участок).

Подобными же глинистыми опоковидными породами этот горизонт выражен на Сев. Донце, вблизи устья р. Глубокой, где в склонах реки и в некоторых крупных балках и оврагах опоковидные породы выходят на дневную поверхность в ряде весьма больших обнажений (в балках Каменной и Аргунт, вблизи хуторов Красного, Тиховкина, Филиппенкова, Старой Станицы и др.). На водоразделах эти породы вскрываются во многих местах буровыми скважинами.

В бассейнах рек Малого и Большого Калитвенца, а также в бассейне р. Калитвы нижний горизонт эоцена составлен переслаивающимися слабо сцементированными песчанистыми и более прочными, опоковидными породами. В нижнем и среднем течении р. Березовой горизонт снова приобретает глинистый опоковидный характер.

Не совсем выяснена северная граница распространения нижнего эоценового горизонта и его литофациальный характер в верхних бассейнах р. Калитвы и ее притоков. На этой большой площади глинистые породы описываемого типа отсутствуют, как отсутствуют и подстилающие их палеоценовые слои. По-видимому, они здесь уничтожены бучакской трансгрессией и, возможно, сохранились лишь в углублениях палеорельефа, как отдельными участками сохранились они на Чире и Дону.

Общий минералогический-петрографический характер этих пород в естественных обнажениях и в глубоко залегающих пластах резко изменяется. В естественных обнажениях они представляют собой большей частью типичные опоки с характерными для них признаками (светлая окраска, повышенная цементация, неразмываемость в воде, микропористость, пониженный объемный вес и пр.). В глубоком залегании эти породы имеют достаточно выраженный глинистый облик. Окраска их меняется от серой, зеленовато-серой до темно-серой; обычно породы достаточно мягкие, в воде заметно размокают и дают полупластичную массу. В свежих породах присутствует ряд аутигенных минералов, исчезающих при выходе слоев на дневную поверхность.

Судя по химическим анализам (табл. 30), содержание чисто глинистого материала в подобных породах достигает 20—30%. В переменных количествах постоянно присутствует тонкозернистый песчанистый и алевритистый, главным образом кварцевый, материал. В образцах керна всегда наблюдается повышенное количество слюды.

В свежих породах (реки Сев. Донец, Глубокая, Березовая), кроме глинистых минералов, обильно представлен цеолит. Нередко он агрегатно прорастает всю массу породы, отчасти вытесняя и замещая чешуйчатый глинистый материал. Особенно частые сростковые его образования, как и вообще в палеоценовых породах, развиваются по ходам илюидных организмов. В некоторых слоях цеолит является преобладающим минералом. Устанавливаемый химическими анализами (табл. 30) в составе пород кальций относится главным образом за счет присутствия цеолита. Как отмечалось в свое время (И. Шамрай, 1952), подобные породы с высокими содержаниями цеолита следовало бы именовать «цеолититами».

Повышенными количествами, нередко до 4—5%, в неизменных породах содержатся сульфидно-железистые минералы, главным образом пирит в виде сростковых образований, тонких рассеянных масс и псевдоморфоз по растительным остаткам.

Постоянным минералом является глауконит. В наиболее алевритистых разностях этих пород количество глауконита обычно составляет 4—5%. Часто наблюдается глауконит в виде характерных стерженьков по спикулам губок.

Таблица 30

Химический состав ниже-среднеэоценовых опок бассейна рек Калитвы и Глубокой, %

Порода и место отбора	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	SO <sub>3</sub>	п. п. п.	H <sub>2</sub> O
Опока (хут. Старая Станица)	80,42	11,23	3,38	1,24	0,25	0,16	3,15	2,21
Опска (хут. Филиппенков)	78,37	9,36	3,54	1,20	0,88	0,07	3,92	2,62
Глина цеолитизированная (мальчевский разрез)	72,09	12,40	3,62	2,14	0,59	1,84	3,30	3,47
То же	74,16	11,10	4 42	1,96	0,95	1,85	3,11	2,41

В повышенных количествах содержится тонкий углисто-растительный шлам, а также коллоидальные массы органического вещества, окрашивающие породы в буроватые, темно-серые тона.

Постоянно присутствуют спикулы губок, изредка встречаются радиолярии, замещенные цеолитом. В нижних, наиболее тонкоструктурных разностях пород эти органогенные остатки отмечаются сравнительно редко. Содержание в верхних алевритистых слоях спикул губок, чаще всего в виде обломков, составляет 15—18%.

Повышенные количества спикул губок и отчасти радиолярий в рассматриваемом горизонте определяются также П. В. Кумпаном (1944) для разрезов рек Сев. Донца и Глубокой. П. В. Кумпан относит подобные породы к типу спонголитов и на основании этого признака выделяет их в качестве маркирующего горизонта для низов эоцена.

В естественных обнажениях, в склонах рек, как отмечалось ранее, мягкие цеолит-глинистые породы переходят в типичные опоки и опоковидные глины. Происходит резкое окремнение пород; за счет уничтожения ряда минералов (глауконита, сульфидных минералов) и органического вещества породы осветляются, отбеливаются. Исследование многочисленных образцов опок, отобранных из различных точек рассматриваемой площади, показало полное или почти полное отсутствие в них цеолита. Этим подтверждается ранее высказанная мысль, что и на данной площади источником окремнения и образования опала в опоках являлись, главным образом, разлагавшиеся в гипергенных условиях цеолитовые массы.

Степень окремнения опок в отдельных горизонтах и пластах меняется, что прежде всего находит выражение в прочности опок и содержании в них кремнезема (табл. 30). По прочности опоки изменяются от весьма прочных, звонких до сравнительно слабо сцементированных, растирающихся пальцами и в отдельных слоях до совсем рыхлых, рассыпающихся пород.

Литофациально этот глинисто-опоковидный горизонт, как и на соседних площадях, следует определять в качестве ингрессивных мелко-волновых, лагунных формирований.

Ниже-среднеэоценовый возраст горизонта доказывается на основании стратиграфического положения и литологических сопоставлений с

палеогеновыми разрезами ближайших районов. В слоях содержится типичная для нижнего—среднего эоцена, хотя и немногочисленная, микрофауна *Globigerina cf. corpulenta* Subb., *Globigerina varianta* Subb., *Globigerina triloculinoides* Plumm., *Globigerina imitata* Subb.

Более точно, по находимой местами фауне и минералогическим данным, определяется стратиграфическое положение и возраст верхнего горизонта среднего эоцена, выделяющегося на данной площади под названием бучакского яруса. В качестве очень важного признака, позволяющего выделять слои бучакского яруса, заслуживает внимания резко повышенное содержание в породах минералов дистен-силлиманитовой ассоциации, составляющее нередко 30—35%.

Палеонтологические остатки, дающие возможность определять горизонт среднеэоценовым возрастом (лютетские формы), в ряде мест были найдены А. К. Алексеевым (1937). Этим автором у хут. Карпо-Русского (в бассейне р. Глубокой), в районе стан. Калитвенской, на р. Б. Калитвенце и у хут. Демишева (бассейн р. Калитвы) установлены типично лютетские формы (средний эоцен): *Cardium subkamyschinensis* Alex., *Cardium porulosum* Lamk., *Meretrix* (*Callista*) *heberti* Desh., *Tellina cf. euryomorpha* Cossm., *Solen cf. plagiolax* Cossm., *Mastra recondita* Desh., *Mytilus sokolovi* Korob., *Ampullina subsigaretina* Alex., *Terebellum fusiforme* Lamk., *Axinea tenuis* Wat., *Corbis lamellosa* Lamk., *Meretrix* (*Tivellina*) *landoni* Cossm., *Pecten aff. bellicostatum* Wood., *Turritella elegans* Desh. и др.

Наконец, бучакский возраст рассматриваемых пород на основании палеонтологических данных также доказывается Н. А. Григоровичем-Березовским (1938): вблизи хут. Астахова, на р. Большой, им найдены ядра и отпечатки *Cytherea parisiensis* Desh., *Mastra recondita* Desh. и др. Местами в песчаных породах горизонта наблюдаются отпечатки листьев и стволы деревьев (И. И. Томкович, 1959).

Некоторые геологи в качестве стратиграфического признака, определяющего бучакский возраст горизонта, отмечают широкое распространение в его толще прочных кремнистых сливных песчаников. Однако, как ниже будет указано, подобные породы имеют вторичное гипергенное происхождение. Они встречаются и в других палеогеновых слоях, хотя среди бучакских отложений сливные песчаники достигают наибольшего развития.

Мощность бучакских отложений непостоянная и в общем уменьшается с запада на восток, а также в северном направлении. В бассейне среднего течения р. Калитвы мощность отложений составляет 30—35 м. В междуречье Митякинки, Глубокой, Б. Калитвенца она обычно не превышает 20 м. В верховьях р. Калитвы мощность горизонта нередко снижается до 8—10 м.

В основании горизонта, как отмечалось выше, почти постоянно прослеживаются базальные гравелитистые и галечные накопления (мощностью до 0,5 м), представленные фосфоритами, кварцем и кремнями. Подобные же гравелитистые образования нередко устанавливаются и в верхнем контакте, на границе с верхнеэоценовыми слоями. Наличие этих грубоструктурных образований, безусловно, можно трактовать как признак перерыва, существовавшего между бучакским ярусом и залегающими ниже глинистыми слоями.

Сопоставление разрезов нижнего—среднего эоцена бассейнов рек Глубокой и Калитвы с разрезами этих же отложений более южных площадей (правобережье и левобережье Цимлянского водохранилища, Сало-Маньчская площадь и др.) показывает, что низы эоцена на этих площадях сложены не совсем идентичными толщами пород. В бассейнах

рек Калитвы и Глубокой из разреза выпадают мощные пачки песков верхней части черкесской свиты, хорошо выраженных на южных площадях. Это подтверждает существование перерыва между собственно бучакскими слоями и черкесской (царицынской) свитой.

Литологически толща слоев бучакской свиты, как и на отмеченных более южных площадях, представлена совершенно однотипными (если не считать гипергенно измененных пород) песчанистыми накоплениями. Структуры пород с хорошо отсортированным песчанистым материалом меняются от мелкозернистых до крупнозернистых. В составе пород бучакской толщи почти повсеместно наблюдаются включения мелких галек (1—3 см) опоковидных глин и чистых опок. На северной и северо-восточной периферии Донбасса наличие этих галек является важным признаком для выделения бучакских слоев.

**Гипергенные изменения пород бучакского яруса и причины их окремнения.** Как и подстилающие глинистые слои эоцена, породы бучакского яруса также претерпевают резкие изменения при выходе на дневную поверхность. Почти полностью уничтожаются содержащиеся в них глауконит, цеолит и сульфидные минералы; вместо них получает широкое развитие опал в его различных типоморфных проявлениях.

Наиболее важным результатом этих изменений, особенно характерным именно для бучакских отложений на данной площади, является образование в толще бучакских слоев сильно окремненных сливных песчаников (кремнистые кварцевые песчаники, по М. С. Швецову, 1958). Некоторые геологи именуют эти породы кварцитами.

На исследованной территории сильно окремненные сливные песчаники развиты довольно широко, но прослеживаются они исключительно в склонах речных долин и крупных балок (рис. 17, 18). В бучакских слоях, вскрываемых буровыми скважинами на водоразделах, они или вовсе не отмечаются, или изредка устанавливаются в виде желвачно-конкреционных образований в верхнем контакте, в зоне перерыва.

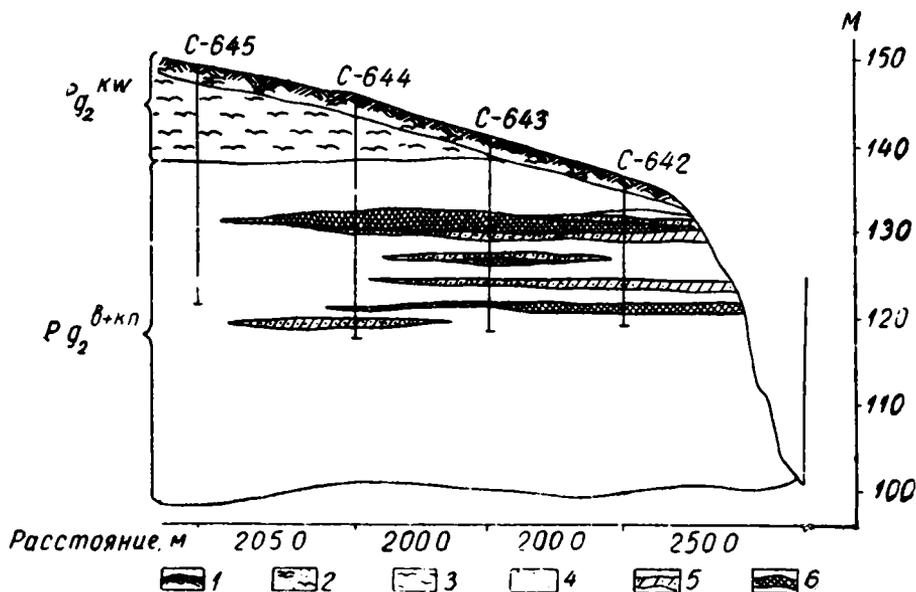


Рис. 17. Профиль склона р. Журавки (бассейн р. Глубокой) с линзовидными залежами песчаников-кварцитов:

1 — почвенный слой; 2 — делювий; 3 — глины известковистые; 4 — пески кварцевые отсортированные с цеолитом; 5 — песчаники окремненные с опаловым цементом; 6 — песчаники (кварциты) с опал-халцедоновым цементом.

В естественных обнажениях, в склонах речных долин, подобные кварцитовидные песчаники встречаются или в виде крупных (диаметром 2—3 м) конкреционных караваевидных образований или, чаще всего, в виде линзовиднопластовых залежей различной мощности. Обычно их мощность достигает 1—1,5 м, но в некоторых местах, например в районе с. Верхней Тарасовки, на р. Глубокой, отмечаются несколько крупных линзовиднопластовых залежей мощностью 8—12 м.

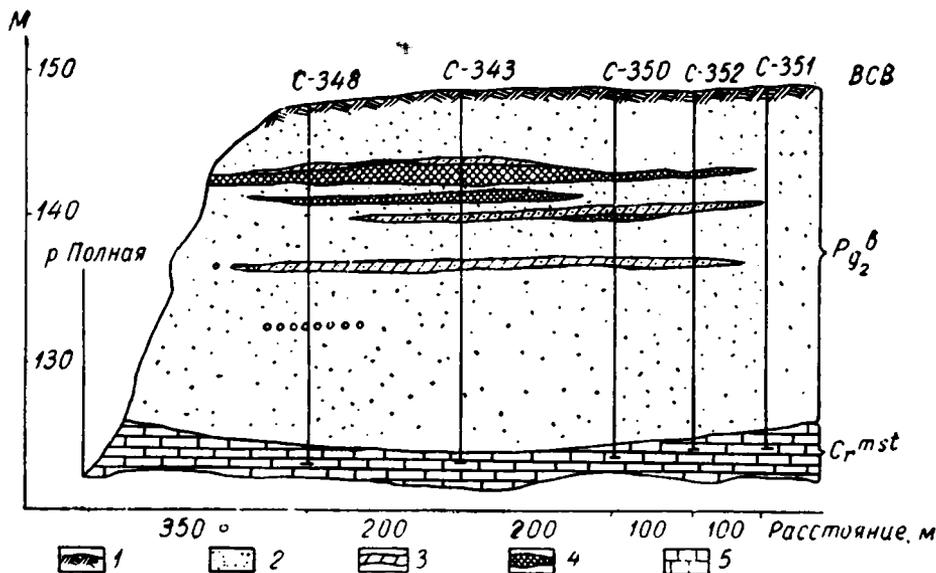


Рис. 18. Профиль склона р. Полной (бассейн р. Глубокой) с линзами кремнистых песчаников (кварцитов):

1 — почвенный слой; 2 — песок кварцевый, цеолитизированный; 3 — песчаник кремнистый с опаловым цементом; 4 — песчаник сильно кремнистый (кварцит) с опал-халцедоновым цементом; 5 — известняки (мергели).

Линзовидно выклинивающиеся пластовые тела сливных песчаников, как правило, прослеживаются вдоль склонов речных долин на небольшие расстояния, до нескольких сотен метров. Однако, выклиниваясь, они снова появляются на одном и том же гипсометрическом уровне и в виде четкообразных залежей нередко тянутся на многие километры вдоль речных склонов. В склонах речных долин эти прочные породы во многих местах обуславливают своеобразные формы рельефа, представляющие собой отчлененные оврагами останцы склонов с плоскими, бронированными кварцитом вершинами.

Генетически кварцитовидные песчаники, как и опоки, связаны с вторичными гипергенными процессами. Локализация сильно кремнистых пород в узких зонах современных речных врезов указывает на то, что в позднейшее время в этих врезях усиленно откладывались кремнистые массы, обусловившие окремнение песчаников. Привнос кремнистого вещества мог осуществляться только направленными своим стоком в сторону долинных врезов сильно минерализованными, щелочными подземными водами, способными передвигать огромнейшие массы кремнезема. Сильно минерализованным подземным водам с высоким рН, как средству перемещения кремнезема, большое значение придает Н. М. Страхов (1947, 1960). На возможность вторичного окремнения и образования кремнистых конкреций в результате перемещения кремнистых масс подземными водами в свое время указывал Л. В. Пустова-

лов (1940); вопрос о переносе кремнистого вещества подземными потоками хорошо разработан В. С. Васильевым (1952).

Многочисленные гидрогеологические исследования на территории закрытого Восточного Донбасса и на Нижней Волге показывают, что в глубоких, не затронутых или мало затронутых эрозией палеогеновых слоях подземные воды действительно характеризуются чрезвычайно высокой минерализацией и высоким значением рН. Как видно из данных табл. 31, типичных для палеогеновых грунтовых вод Восточного Донбасса и Нижней Волги, эти сильно щелочные воды несут с собой и значительное количество кремнезема.

Минерализация палеогеновых вод, по-видимому, имеет главным образом реликтовый характер, но в значительной степени обогащение некоторыми компонентами происходит и в настоящее время за счет гипергенного разрушения ряда неустойчивых минералов.

Одним из наиболее распространенных неустойчивых минералов в палеогеновых и меловых слоях, разрушение которого следует расценивать в качестве важного источника кремнезема, является цеолит. Как уже неоднократно отмечалось, в песчаных и глинистых породах глубоко залегающих слоев содержание цеолита нередко достигает десятков процентов. Вместе с тем в окремненных породах этот минерал полностью исчезает, указывая тем самым, что образование свободного кремнезема и процессы окремнения связаны именно с разрушением цеолита. Свободные массы кремнезема также могли возникать за счет распада и разложения чисто глинистого материала.

Важным источником поступления кремнезема, по-видимому, могут служить также рассеянные массы хемогенного, глобулярного и отчасти органогенного опала, почти постоянно присутствующего в переменных количествах в палеогеновых слоях. Сильно щелочными подземными водами эти массы кремнезема, несомненно, могут переноситься в зоны речных понижений.

Таблица 31

Химический состав среднеэоценовых вод Манычской площади, мг/л

	K+Na	Ca	Mg	SiO <sub>2</sub>	NH <sub>4</sub>	NO <sub>2</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	Br	HCO <sub>3</sub>	Сухой остаток	pH
Скв. 132 (глубина 236 м)	4950,3	300,6	180,0	20,0	0,7	0,02	837,0	7918,5	—	158,6	14804,0	7,4
Скв. 133 (глубина 315 м)	12907,8	821,8	218,8	25,0	2,0	0,05	сл.	21843	10,0	250,1	37080	7,6

Наконец, некоторое значение в качестве источника кремнезема имеют массы глауконита и других силикатных минералов, разрушавшихся при постепенном поступлении осадков в зону гипергенеза. В окремненных породах глауконит почти всегда исчезает.

Окремнение пород в узлокальных зонах речных и балочных склонов указывает на то, что именно в этих зонах минерализованные подземные воды, обогащенные кремнеземом, претерпевали резкие изменения и обуславливали выпадение кремнезема и переход его в твердую фазу. Изменения объясняются весьма сложным комплексом различных причин, но в общем, как это уже установлено многими исследователями (Н. М. Страхов, 1962; В. С. Васильев, 1952), в основе этих изменений, вызывающих выпадение кремнезема, выступают резкие снижения рН растворов.

Одной из причин, вызывающих изменение этого гидрохимического показателя, является в данном конкретном случае разбавление сильно минерализованных грунтовых растворов более пресными водами с не-

высокими значениями рН. В склонах речных долин и балок минерализованные растворы, возможно, отчасти разбавлялись просачивающимися атмосферными водами. Так, выпадение кремнезема по ходам илоядных организмов в современных долинных склонах и образование по ним отмеченных выше слабо сцементированных конкреций можно объяснить подобным просачиванием атмосферных вод. Однако основным фактором минерализованных подземных растворов являлся прирусловый внутрипластовый водоподпор, создаваемый поверхностными речными водами обычно с очень низкой минерализацией.

Как известно, речные воды в прирусловых зонах в зависимости от пористости слоев, слагающих берега, могут проникать в породы на некоторое расстояние, обуславливая тем самым разбавление минерализованных подземных вод.

Ширина прирусловых зон, охватываемых просачивающимися речными водами, определяется пористостью пород, слагающих берега, тектоническими условиями, внутрипластовым водным давлением и т. д. В слоях исследованной территории, тектонически в общем не нарушенных, эта ширина сравнительно небольшая, как небольшой шириной характеризуются и сами залежи окремненных пород.

Привнос кремнезема минерализованными подземными водами в речные долины и их прирусловое внутрипластовое разбавление следует рассматривать как относительно постоянный и длительный процесс. Длительностью процесса объясняется поступление в прирусловые зоны больших масс кремнезема, образывавших сплошные плотные кремнистые цементы, с прочными стекловидными разностями.

Возможно, что между концентрациями кремнезема и значениями рН подземных растворов в некоторые отрезки времени создавались особые условия равновесия, которые способствовали как выпадению опала, так и образованию халцедона, обычно замещающего поровые пространства в окремненных породах.

Участие речного водоподпора в образовании окремненных пород подтверждается также в общем однозначным гипсометрическим положением залежей и не всегда полным их совпадением с седиментационным наслоением.

Приуроченность кремнистых песчаников к современным склонам речных систем (бассейны Дона, Сев. Донца, Волги) позволяет считать, что окремнение пород происходило в четвертичное или местами даже в третичное время, при закладывании речных систем. Положение залежей — обычно на высоте нескольких десятков метров над современным уровнем рек — указывает на то, что эти уровни находились намного выше, чем в настоящее время. Последующее углубление русел рек и, соответственно, понижение их уровней нашло отражение в формировании нескольких горизонтов подобных окремненных пород (рис. 17, 18, 19). Не исключена возможность, что в изменении уровней речных вод, периодически создававших длительный внутрипластовый водоподпор и разбавление подземных вод, важное значение имели многократные оледенения и особенно талые пресные воды межледниковых эпох.

В настоящее время процессы окремнения в бассейне рек Калитвы и Глубокой выражены слабо. Вследствие глубокой эрозии и выхода почти на самую дневную поверхность палеогеновые, да, собственно, и меловые породы, были на огромных площадях сильно промыты атмосферными водами. Это нарушило общий внутрипластовый гидрохимический режим, который мог способствовать локализованному окремнению. Наступили также резкие изменения и в общем характере речного поверхностного стока.

Среди глубоко залегающих палеогеновых и меловых слоев окремнен-

ные породы приурочены исключительно к зонам перерывов, что позволяет усматривать здесь воздействия тех же гипергенных вторичных процессов, что и в современных речных склонах.

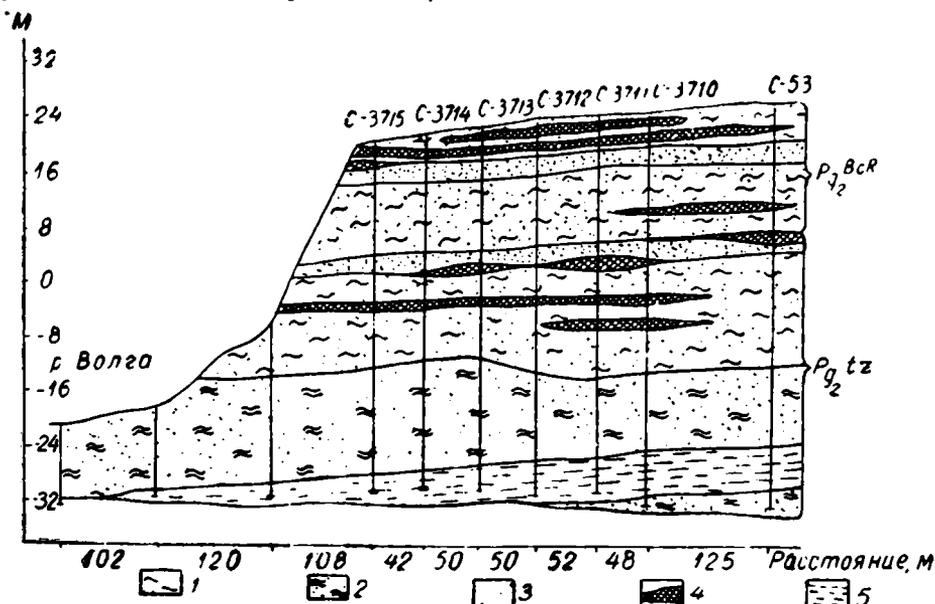


Рис. 19. Профиль правого склона р. Волги (г. Волгоград) с линзовидными залежами песчаников (кварцитов):

1 — песчаники-рыхляки, алевролитистые; 2 — алевролиты песчаные, цеолитизированные; 3 — пески кварцевые, отсортированные; 4 — песчаники (кварциты) с опаловым и халцедоновым цементом; 5 — глины.

Преимущественно песчаный комплекс пород бучакских отложений в их терригенной части характеризуется хорошо отсортированным и хорошо окатанным материалом. В качестве отличительной особенности этих пород следует отметить их в общем крупноструктурный характер (табл. 32). Эти особенности позволяют заключить, что толща бучакских терригенных осадков формировалась в условиях довольно сильных морских течений, обусловивших в отдельных слоях почти идеальную сортировку песчаных масс. Участие морских течений в формировании толщи подтверждается местами хорошо выраженной в породах косой слоистостью. Течения, по-видимому, были направлены с запада или северо-запада на восток; таким образом осуществлялся привнос терригенных масс, в частности минералов дистен-ставролит-силлиманитовой ассоциации, с северо-западных участков эоценового бассейна.

Таблица 32  
Механический состав эоценовых пород бассейна рек Калитвы и Глубокой, %

Возраст	Место отбора породы	Фракция, мм					
		> 0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	< 0,005
Царин. ярус	р. Березовая	2,7	17,1	35,9	19,5	14,6	10,2
	р. Калитва (сл. Колушкино)	0,4	12,5	28,0	26,2	19,2	13,7
	Стан. Мальчевская (скв. 3)	0,9	9,5	38,4	24,8	16,3	10,4
Бучакские слои	р. Березовая (нижнее течение)	14,3	37,8	23,7	8,5	12,6	3,1
	р. Калитва (сл. Шарпаевка)	6,4	38,3	26,8	11,5	12,9	4,1
	р. Глубокая (г. Миллерово)	44,7	32,2	13,6	4,9	1,1	3,5
	р. Ольховая (хут. Ольховчик)	7,2	49,6	28,5	5,2	3,0	6,5
Верхн. эоцен	р. Калитва (б. Калиновая)	5,8	19,9	31,4	21,6	11,0	10,3
	р. Глубокая (хут. Урывский)	3,1	34,4	28,4	21,0	5,5	7,6

С неизменным, резко выраженным дистен-ставролит-силлиманитовым составом бучакские пески прослеживаются на всей территории бассейна рек Калитвы и Глубокой. Однако в верхних частях бассейна мощность этих песков значительно снижается, обычно до 10—15 м. Этот же состав бучакских песков сохраняется в бассейне Чира и на Дону.

### ВЕРХНИЙ ЭОЦЕН

Хорошо прослеживается в бассейне рек Калитвы и Глубокой, как и на соседних площадях, толща верхнеэоценовых отложений, выделяющихся предшествующими исследователями под названием киевского яруса. От подстилающих, более древних палеогеновых слоев толща резко отличается на основании литофациальных признаков, из которых особенно важными являются существенно карбонатный характер этих отложений и уменьшение в их составе песчанистого комплекса пород.

В значительной части толща верхнего эоцена хорошо охарактеризована микрофауной фораминифер и отчасти макрофауной, особенно в нижней половине верхнеэоценового разреза. Богатым комплексом в карбонатных породах представлены также кокколитофориды типично верхнеэоценового возраста. В верхней части толщи большого развития местами достигают кремнистые органогенные породы, особенно диатомиты.

Обычно верхнеэоценовые слои с явным перерывом, выраженным отмечавшимися выше гравелит-галечными накоплениями, залегают на бучакских песчанистых отложениях. Но местами бучакские слои размывы и верхний эоцен ложится на различные более древние отложения, вплоть до верхнего мела (Чертково, Миллерово, Сев. Донец и др.).

Сверху толща верхнего эоцена во многих местах (обычно на водоразделах) контактирует с чистыми кварцевыми песками неогенового возраста, известными под названием песков полтавского яруса.

Литологически среди верхнеэоценовых отложений в бассейне рек Калитвы и Глубокой, как и на соседних площадях, достаточно отчетливо выделяются три горизонта.

В нижней части почти повсеместно прослеживается небольшой, до 2—5 м, горизонт разнозернистых, гравелитовых, обычно сильно глауконитизированных, известковистых песков с фосфоритами. Второй, средний горизонт имеет существенно известковистый состав и представлен мелоподобными кокколитовыми известняками и сверху известковистыми глинами. Третий, верхний горизонт (меняющейся мощности) сложен неизвестковыми глинами, песками и кремнистыми породами, главным образом диатомитами.

Трехчленное деление верхнего эоцена проводится также некоторыми авторами для соседних площадей Сев. Донца на Украине. В свое время верхнеэоценовые (киевские) отложения на три горизонта подразделял Б. К. Лихарев (1918). Три горизонта среди верхнеэоценовых отложений на территории Украины устанавливаются М. Н. Ключниковым (1956).

Для различных точек бассейнов рек Калитвы и Глубокой толща этого палеогенового отдела по мощности непостоянна. В общем минимальными мощностями толща выражена в значительной полосе всего верхнего бассейна р. Калитвы, а также на водоразделе между этим бассейном и бассейном р. Чира.

Общее уменьшение мощности верхнеэоценовых накоплений в данной полосе объясняется главным образом выпадением из разреза средних известковистых слоев (средний горизонт верхнего эоцена), широко представленных в бассейне рек Калитвы и Глубокой. Следует отметить,

что вообще к северу, в бассейне р. Чира и среднего течения Дона, известковистые отложения верхнего эоцена больше нигде не появляются. Возможно, здесь они в некоторой полосе были размыты в конце верхнеэоценового времени, но, по-видимому, эти отложения, особенно несколько севернее, вообще не накопились. Здесь проходила крайняя северо-восточная береговая линия трансгрессии бассейна, обусловившего формирование известковистых и известковисто-глинистых осадков верхнего эоцена (рис. 8).

Заметно повышенными мощностями верхний эоцен представлен в средних течениях рек Калитвы и Глубокой, а также в бассейне р. Деркула. Общая его мощность в этом районе нередко достигает 35—40 м и выше. При этом возрастание мощностей происходит главным образом за счет нижней, карбонатной части верхнего эоцена. Здесь, собственно, уже начинается область развития украинского верхнеэоценового бассейна, с его очень большими толщами осадочных накоплений и с глубоководными фациями, обусловленными значительными тектоническими погружениями бассейна.

Намного меньшими мощностями слои верхнего эоцена выражены на Сев. Донце, ниже устья р. Глубокой, в зоне примыкания к выходам каменноугольных отложений на дневную поверхность. Отчасти это объясняется общим четвертичным размывом верхнеэоценовых слоев, но в основном мощности сокращаются, как и на севере площади, в результате выпадения из разреза нижних горизонтов. Последние, очевидно, здесь существовали, но были затем размыты в конце верхнеэоценового времени.

Выпадение из разреза на ряде участков известковистых слоев указывает на то, что залегающий на них верхний горизонт имеет трансгрессивный нижний контакт. Местами, например, в разрезах на р. Полной (скв. 1, 3), в контакте между верхним, кремнистым, и средним, известковистым, горизонтами прослеживаются фосфоритовые гравелиты и галечники.

Верхнеэоценовую толщу слагают, по существу, те же основные типы пород, что и в верхнем эоцене на соседних площадях. Залегающая в основании верхнего эоцена, на границе с бучакским ярусом, небольшая (2—5 м) пачка пород представлена типичными песками, меняющимися от среднезернистых до крупнозернистых, в самом основании гравелитистых. Пески известковистые, местами сильно глауконитизированные (глауконититы). Известковый материал, как и на соседних площадях, имеет кокколитовый состав; содержащийся в песках гравий представлен преимущественно темно-зеленоватым фосфоритом, реже встречается кремневый и кварцевый гравий.

Грубоструктурный характер пород, присутствие в их составе известкового, кокколитового материала, повышенное содержание в них глауконита, а также гравия позволяют рассматривать эту пачку в качестве базального горизонта верхнеэоценовой толщи. Ее формирование происходило в самую начальную фазу верхнеэоценовой трансгрессии. Фациально эти породы следует относить к осадкам прибрежно-прибойного типа.

Залегающая выше без заметного перерыва пачка пород (максимальная мощность — 8—10 м) представлена типичными мелоподобными кокколитовыми известняками и мергелями. В нижней части горизонта известняки заметно песчанистые. Песчанистый материал наблюдается в виде мелких прослоечков и линзочек. В верхней части пачки известняки становятся заметно глинистыми и кверху переходят в типичные известковистые глины.

В качестве примеси в известняках следует отметить присутствие

небольших количеств цеолита, глауконита, пирита и тонкого растительного шлама. Изредка встречаются остатки сине-зеленых водорослей.

Из-за относительно большого количества примесей в известняках карбонатность последних сравнительно невысокая (табл. 33). Максимальной карбонатностью характеризуются средние слои пачки.

Как и подстилающие глауконитизированные пески с гравием, известковистая пачка должна быть отнесена к мелководным, сублиторальным образованиям начальной фазы трансгрессии.

К более глубоководной фации трансгрессивно расширившегося верхнеэоценового бассейна относятся залегающие выше известковистые глины, в которые постепенно переходят кокколитовые известняки и мергели. Глины зеленовато-серые, тонкослоистые, хорошо отдифференцированные. Примеси в глинах, кроме переменных количеств известкового, кокколитового материала, составлены цеолитом, глауконитом и пиритом. Заметен также углисто-растительный шлам.

Таблица 33  
Карбонатность пород кумской свиты бассейна рек Калитвы и Глубокой, %

Место отбора породы	Скв. 23	Стан. Мальчевская (скв. 3)	Балка Свиногеевская	Балка Урывская	Хут. Сетраки	Балка Вишневецкая	Балка Калиновая
Нижние слои (мелоподобные известняки)	41,9	39,0	42,8	49,1	29,7	47,2	41,4
Средние слои (мелоподобные известняки)	45,1	38,6	46,8	38,2	34,1	34,4	28,3
Верхние слои (мергели)	34,6	19,5	25,0	40,3	15,9	35,0	40,6
Верхние слои (глины)	2,5	3,1	5,3	1,7	2,2	4,9	1,5

Пачка этих глинистых, сравнительно глубоководных пород сильно размыта, что подтверждается ее резко меняющейся мощностью в пределах от 0 до 15—18 м. На размыв указывают также залегающие местами в верхнем контакте пачки фосфоритовых гравелитов. Нередко в верхнем контакте глинисто-известкового горизонта прослеживаются типичные глаукониты (балки Кленовая и Осиновая в бассейне р. Глубокой; балка Коренная в бассейне р. Калитвы).

Предшествующие исследователи (В. И. Яворский, 1929; М. П. Петров, 1938; И. И. Томкович, 1959 и др.) эти известковистые слои отождествляют с украинскими разрезами киевского яруса. Здесь, как и на Украине, без достаточного учета литогенетических и фациальных критериев выделяется нижний, средний и верхний киев. В частности, к нижнему киеву указанные авторы относят небольшой гравелит-песчанистый горизонт, залегающий в основании известковистых слоев.

Однако вряд ли подобное расчленение известковистых пачек пород может найти дальнейшее подтверждение, так как они являются лишь различными фациями одного и того же трансгрессировавшего бассейна и одного и того же седиментационного цикла. Как и на соседних к юго-востоку площадях, нижний, небольшой горизонт гравелит-песчанистых пород с фосфоритами, несомненно, представляет собой типичный базальный горизонт седиментационного цикла. Он относится к крайней прибрежной фации, связанной с самым началом трансгрессии.

Также к мелководным, сублиторальным отложениям относится залегающая выше пачка мелоподобных кокколитовых известняков. Самые верхние слои сравнительно хорошо отдифференцированных глин должны быть отнесены к фации сравнительно глубоководного открытого моря. Иначе говоря, все эти постепенно сменяющие друг друга пачки слоев связаны с одним и тем же циклом осадкообразования.

Стратиграфически данный седиментационный цикл, как и на сосед-

них площадях, хорошо увязывается с кумской свитой (по принятой в настоящей работе кавказской стратиграфической схеме). Кумский возраст известковистых пачек хорошо определяется на основании комплекса кокколитофоридов, одних и тех же, что и в кумской свите на соседних к юго-востоку площадях и на Северном Кавказе.

Большим распространением в этих слоях пользуются *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.), *Septalites declivis* (Schamr. et Lasar.), *Septalites tetrapyrenus* Schamr., *Recteradiatus corniger* (Schamr. et Lasar.), *Heliodiscoaster floridus* (Schamr. et Lasar.), *Brachiatus endoechinaceus* Schamr., *Cuneatus simplex* Schamr. и др. Отсутствие таких форм кокколитов, как *Cuneatus lodoensis* (Braml. et Ried.), *Tribrachiatus orthostyllus* (Braml. et Ried.), и др. отрицает возможность отнесения этих пород к низам верхнего эоцена (керестинская свита). Также отсутствуют в известковистых пачках на данной территории формы, характерные для верхнего горизонта эоцена (белоглинская свита), особенно *Homomorphus trinicellus* (Schamr. et Lasar.).

В ряде разрезов (мальчевский, сетраковский, свиногеевский и др.) в карбонатных пачках установлен микрофаунистический комплекс, в общем типичный для низов верхней половины верхнего эоцена (М. М. Беляева, Е. П. Лазарева). Частными представителями являются *Clavulina szaboi* Hantk., *Listerella subbotinae* Nikit., *Marginulina fragaria* Gumb., *Bulimina sculptilis* Cushman, *Globigerina eocaena* Gumb., *Globigerina triloculinoides* Plumm. и др. С некоторыми количественными изменениями этот комплекс прослеживается по всему разрезу, включая и базальный гравелит-галечный горизонт.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в бассейне рек Калитвы и Глубокой нижние горизонты верхнего эоцена, в частности керестинская свита, отсутствуют. По-видимому, трансгрессия керестинского бассейна не достигла рассматриваемой территории.

Более сложным комплексом пород характеризуется самый верхний горизонт верхнего эоцена. В нижних слоях он обычно представлен небольшими пачками неизвестковистых, цеолитизированных глин, глинистых радиолярит-спонгелитов и спонголитовых диатомитов. Верхние пачки сложены мелкозернистыми глауконитизированными и цеолитизированными песками.

От залегающих ниже известковистых глин слою верхнего эоценового горизонта отделяются отмеченными выше глауконититами и гравелитами. Местами они, например, в районе Миллерово, налегают на бучакские и даже меловые слои. С резким размытым контактом породы горизонта перекрываются чисто кварцевыми песками полтавского яруса (неоген).

Породы всего верхнего горизонта верхнего эоцена, как и на соседних площадях, обогащены кремнистым органогенным материалом: радиоляриями, спикулами губок и остатками диатомовых водорослей. В ряде мест, особенно в бассейне верхнего течения р. Глубокой, эти породы, по существу, представляют собой типичные глинистые диатомиты.

По внешнему облику — это обычно белые или чуть зеленоватые мягкие тонкослоистые породы с невысоким объемным весом (объемный вес в порошке — 0,48—0,51).

Под микроскопом установлено, что диатомиты составлены преимущественно диатомовым шламом. В переменных количествах в составе пород присутствуют также спикулы губок и радиолярии. В некоторых слоях диатомитов они составляют до 10—15% общего объема породы.

Неорганогенный материал в диатомитах также в переменных количествах представлен кварцевым алевритистым материалом и глинистым веществом. Судя по химическим анализам, содержание глинисто-

го вещества в диатомитах обычно достигает 15—20% (табл. 34). Всегда в диатомитах присутствует глауконит.

Генетически диатомиты относятся к морскому типу, что подтверждается присутствием в их составе чисто морских элементов: глауконита, спикул губок, радиолярий. Вопросы генезиса диатомитов в существующей литературе освещены очень недостаточно. В работах А. В. Самойлова и Е. В. Рожковой (1925), Е. В. Рожковой и Б. Воронкова (1934); Е. В. Рожковой и Ю. К. Горецкого (1945), Г. И. Теодоровича (1958), А. П. ЖУзе и других рассматриваются диатомиты преимущественно континентальных пресноводных месторождений и почти не затрагиваются их морские представители.

Полученные данные указывают на то, что фациальная обстановка, в которой происходило формирование диатомовых и спонголит-радиоляриевых осадков, характеризовалась повышенной гидродинамической активностью. Это подтверждается значительной перетертостью всего органогенного кремнистого материала, включая спикулы губок и радиолярии. Следует думать, что в формировании диатомовых слоев важное значение имели однонаправленные морские течения, захватывавшие на больших участках мелководного моря органогенный кремнистый материал и перемещавшие его в зоны затишья (лагуны, бухты и т. д.). Этим достигалось обогащение кремнистым органогенным шламом осадочных масс и создавались условия для формирования достаточно значительных залежей кремнистых пород. Лагунный, мелководный характер этих кремнистых пород на данной территории подтверждается их локальным в общем линзовидным распространением.

Органогенные кремнистые породы и цеолитсодержащие глины в склонах речных и балочных врезов, как и на соседних площадях, переходят в типичные опоки с повышенными содержаниями кремнезема. Опоковидный облик приобретают также пески этого горизонта.

Таблица 34

Химический состав верхнеэоценовых диатомитов и опок в бассейне рек Калитвы и Глубокой, %

Порода и место отбора	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	SO <sub>3</sub>	п. п. п.
Диатомит (г. Миллерово)	71,50	4,41	12,54	1,38	1,21	0,68	8,30
Диатомит (стан. Мальчевская, верх пласта)	68,92	4,32	13,88	1,12	1,48	0,03	8,32
Диатомит (стан. Мальчевская, середина пласта)	69,83	4,30	13,78	1,68	1,45	0,20	8,24
Диатомит (стан. Мальчевская, низ пласта)	67,30	4,91	13,39	1,12	1,59	0,72	8,72
Опока (балка Урывская)	86,1	1,10	5,38	1,96	0,71	0,25	4,14
Опока (р. Калитвенец, хут. Орешкин)	83,18	1,42	8,23	1,32	0,95	0,27	3,70
Опока (р. Сев. Донец, хут. Скородумовка)	86,56	1,39	6,32	1,60	1,15	0,18	3,23
Опока (р. Калитва, хут. Белый Колодезь)	83,15	1,24	8,65	1,44	1,21	0,37	3,59

Горизонт существенно кремнистых пород, отделяющихся от залегающих ниже известковистых и известковисто-глинистых слоев кумской свиты плоскостью перерыва, следует рассматривать в качестве самостоятельного седиментационного цикла и самостоятельного стратиграфического подраздела верхнего эоцена.

Совершенно аналогичные органогенно-кремнистые породы типа радиолит-спонголитов и спонголит-диатомитов широко распространены

на соседних юго-восточных площадях, где они хорошо охарактеризованы белоглинскими фораминиферами и кокколитофоридами. Основываясь на полном литологическом сходстве и одинаковом стратиграфическом положении, горизонт кремнистых и песчаных пород в бассейне рек Калитвы и Глубокой, как и на юго-восточных площадях, также следует относить к белоглинской свите.

А. П. Жузе, изучавшая диатомовую флору верхних слоев верхнего эоцена по мальчевскому (р. Глубокая) и котельниковскому разрезам, пришла к выводу, что формы диатомовых водорослей этих различных разрезов совершенно идентичны и соответствуют их верхнеэоценовому комплексу.

## ДОНО-ЧИРСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ

В отличие от более южных и юго-восточных площадей Восточного Донбасса, палеогеновые отложения на значительной территории Доно-Чирского междуречья сложены почти исключительно терригенным песчаным и отчасти глинистым комплексом пород. Известковистые слои верхнего эоцена, за исключением небольшого участка на водоразделе рек Лиски и Дона, отсутствуют. Кроме того, палеогеновые слои представлены здесь сравнительно сокращенными мощностями, в особенности на северо-западных участках территории (бассейн р. Тихой, базковский и вешенский разрезы, верхний бассейн р. Чира), где общая мощность палеогеновой толщи едва достигает 30—35 м. Более мощно толща выражена на площади нижнего бассейна р. Чира.

От залегающих ниже верхнемеловых слоев палеогеновая толща отчленяется небольшим базальным слоем гравелит-галечных или грубозернистых гравелит-песчаных образований.

В контакте между залегающими выше полтавскими песками местами также прослеживаются грубые гравелит-галечные и гравелит-песчаные породы. Подобные же грубоструктурные породы — галечники, гравелиты, гравелитистые пески — залегают несколькими слоями и внутри палеогеновой толщи. Отражая существование перерывов между отдельными горизонтами палеогеновой толщи, слои подобных грубоструктурных накоплений являются наиболее важным признаком для литологического и стратиграфического расчленения палеогеновых отложений на данной площади.

Главным образом на основании этих признаков и по литологическим данным предшествующие исследователи (Г. П. Леонов, 1936, 1939, 1961; М. Н. Ключников, 1952, 1956; В. П. Семенов, 1954, 1955, 1960, и др.) в составе палеогеновой толщи устанавливают ряд отдельных горизонтов, которым придается стратиграфическое значение. По возрасту эти горизонты охватывают диапазон от палеоэоцена до олигоэоцена.

В общем на территории Доно-Чирского междуречья выделяется до пяти-шести подобных подразделов палеогена (рис. 20), однако не все они распространены повсеместно. Первый из них (палеоэоценовые слои) прослеживается лишь на отдельных участках на Дону и в самом нижнем течении Чира. Четвертый, пятый и шестой горизонты (верхний эоцен и олигоэоцен) отчетливо выделяются на левобережье Нижнего Чира, на отмеченном выше небольшом участке в бассейне р. Лиски. Лишь два средних горизонта (второй и третий) залегают на всей площади Доно-Чирского водораздела. По возрасту они относятся к нижнему—среднему эоцену.

На Дону **нижнепалеогеновый горизонт** (мощностью до 10—12 м), выделяемый ранее Г. П. Леоновым (1961) под названием бузиновских

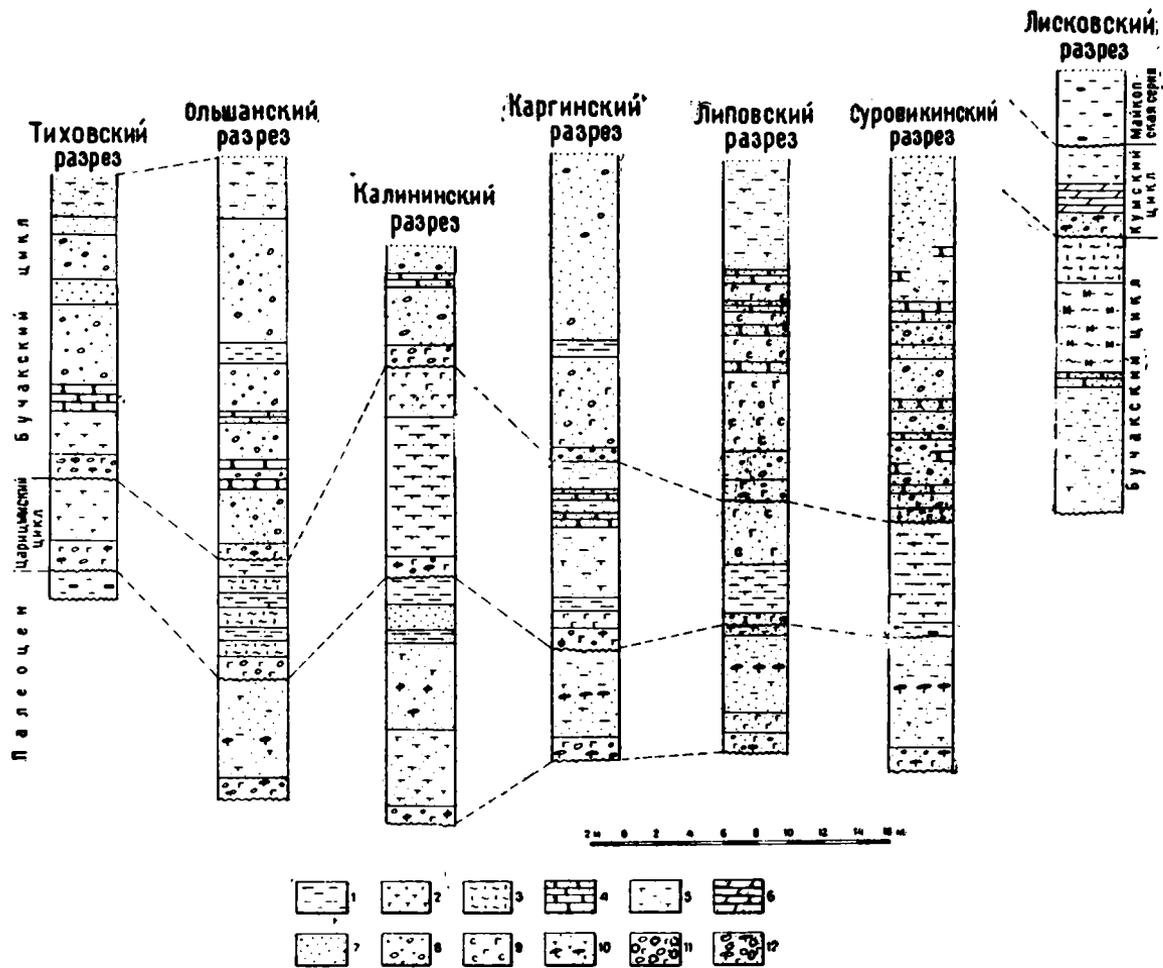


Рис. 20. Разрезы палеогена Доно-Чирского междуречья:

1 — глины алевроитовые; 2 — опоки глинистые и глины опокovidные; 3 — опоки алевроитовые; 4 — песчаники кремнистые; 5 — пески глинистые, опокovidные; 6 — известняк мелоподобный, кокколитоидный; 7 — песок крупнозернистый; 8 — песок разнозернистый с гравием; 9 — песок мелкозернистый цеолит-глауколитовый; 10 — песок опокovidный с автохтонным фосфоритом; 11 — гравеллит песчаный; 12 — гравеллит фосфоритовый.

слоев, отчетливо прослеживается в правобережных оврагах реки, в районе стан. Вешенской (стан. Базковская, хут. Громковский, Калининский и др.). Выходы пород этого горизонта наблюдаются также во многих местах в склонах р. Чира (разрезы каргинский, лучинский, липовский, суровикинский, бузиновский, боковский и др.). Повсеместно в основании горизонта, на границе с меловой поверхностью, залегают небольшие (до 0,5—1,5 м) базальные галечно-песчаные накопления. Они составлены хорошо отшлифованными фосфоритами, фосфатизированными обломками губок, кремнями и реже кварцем. Нередко встречается ошлифованная фауна. Небольшой (до 0,2—0,5 м) гравелит-галечный слой во многих местах прослеживается и в верхнем контакте, на границе с залегающим выше вторым палеогеновым горизонтом.

Литофациально горизонт представлен типично мелководными отложениями, преимущественно песками и песчаниками-рыхляками, меняющимися от тонкозернистых до крупнозернистых. Местами наблюдаются прослои опоквидных глин. Характерным для данного горизонта является повышенная фосфатность пород. Фосфориты присутствуют не только в базальной части горизонта, но и в его средних слоях. Фосфориты представлены большей частью автохтонной желвачной разновидностью. Часто встречаются фосфориты удлиненной, цилиндрической или конусовидной и трубчато-конусовидной форм. Они характеризуются почти гладкой боковой поверхностью и темно-серой, чуть буроватой окраской. Размеры фосфоритов до 10—12 см в длину и до 2—3 см в диаметре. Внутри фосфориты зачастую полые или заполнены песком, тем же, что и в составе вмещающих пород. Ориентированы фосфориты в общем нормально к наслонению пласта.

По петрографическому характеру как желвачные, так и трубчато-конусовидные фосфориты почти не отличаются друг от друга и относятся к песчанному типу с низким содержанием фосфатного материала. По существу, это песчаники с фосфатным цементом. Песчанистый материал, содержащийся в фосфоритах, имеет тот же кварц-глауконитовый состав, что и во вмещающих песках. Последнее указывает на то, что фосфориты сингенетичны. Удлиненные формы фосфоритов, по-видимому, возникают в стадию диагенеза, возможно, и эпигенеза по ходам илюидных организмов.

Минералогический характер пород не изменяется ни по простиранию горизонта, ни по его мощности. Песчанистые породы в их кластогенной части, как и вообще в палеогене, имеют преимущественно кварцевый состав, хотя по сравнению с более южными разрезами здесь несколько повышается содержание полевых шпатов (до 10—12%). В наиболее тонкозернистых породах в повышенных количествах содержится слюда, главным образом мусковит и изредка биотит.

Аутигенный комплекс минералов в свежих, невыветрелых породах представлен преимущественно цеолитом. В естественных обнажениях цеолит обычно замещается опалом, большей частью в виде его глобулярной разновидности.

Почти на всей площади в составе пород горизонта, преимущественно в его нижней части, в отдельных прослойках повышенными содержаниями отмечается глауконитоподобный лептохлорит. Этот минерал, вообще постоянный для палеоценовых отложений более южных площадей, здесь также представлен интенсивно-зеленой гравелитистой массой с размерами обломков или, возможно, сингенетических стяжаний до 3—5 мм. Вместе с этим минералом в породах содержится также типичный глауконит в виде более мелких зерен с характерной для глауконита агрегационной поляризацией. Нередко зерна обычного агрегационного глауконита включены в глауконитоподобном лептохлорите. В виде

включений присутствует в небольших количествах также песчанистый кварцевый материал.

От типичного глауконита лептохлорит отличается более высоким двупреломлением и волокнистой микроструктурой, весьма напоминающей микроструктуру селадонита. Несколько иначе по сравнению с типичным агрегационным глауконитом выглядит химический состав этого минерала (табл. 35). Заметно повышенными содержаниями отмечаются кальций, магний и закисное железо; в пониженных количествах присутствует алюминий. Повышенное содержание кремнезема отчасти следует относить за счет включений кварцевого материала.

Таблица 35

Химический состав глауконита и глауконитоподобного лептохлорита базовского разреза, %

Минерал	SiO <sub>2</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	SO <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	п.п.п.	H <sub>2</sub> O
Лептохлорит (палеоцен)	52,55	4,51	16,78	5,82	4,16	2,17	0,37	1,81	5,09	7,79	3,17
Глауконит (палеоцен)	51,70	3,34	20,01	8,72	3,54	0,75	0,32	1,48	5,52	4,80	1,42
Глауконит (эоцен)	51,35	3,54	21,38	7,59	3,88	0,61	0,25	3,01	4,07	5,41	2,03

Большой интерес представляют изучавшиеся комплексы тяжелых терригенных минералов, содержащихся в породах первого нижнего горизонта. Их ассоциации характеризуются ведущим значением цоизита, содержание которого обычно достигает 20—25%. Существенно цоизитовый состав этих ассоциаций позволяет выделять здесь особую терригенно-минералогическую провинцию.

К западу от линии Вешенская—Каргинская первый, нижний горизонт палеогена не прослеживается. На меловую поверхность здесь повсеместно ложатся эоценовые отложения. Возможно, к этому нижнему горизонту следует отнести небольшой слой, мощностью до 1 м, черной, болотного типа глины. На р. Тихой, восточнее стан. Мешковской, этот слой залегает на меловой поверхности и перекрывается гравелитами и глинисто-песчанистыми породами второго палеогенового горизонта. Не исключено, что черные, болотные глины представляют собой континентальные образования палеоцена.

Вопрос о стратиграфической принадлежности нижнего палеогенового горизонта на территории Доно-Чирского водораздела оказался очень спорным. До последнего времени большинство геологов (А. К. Алексеев, 1937; Н. А. Григорович-Березовский, 1938, 1939; Г. П. Альферьев, 1934; В. Г. Семенов, 1954, 1960, и др.) определяют этот горизонт палеоценовым возрастом. На основании находок фауны, аналогичной палеоценовой фауне волжских разрезов, горизонт сопоставлялся с некоторой частью сызранских слоев на Волге. Лишь Г. П. Леонов в своих последних работах (1954, 1961), сомневаясь в синхронности находимой в этих слоях палеоценовой, нередко перетертой фауны, поднимает нижний палеоценовый горизонт до нижнего эоцена и сопоставляет его с пролейской свитой волжских разрезов. Отсутствие здесь известковистых пород типа тацинских детритусовых известняков также привлекается им в качестве подтверждения мнения об отсутствии палеоценовых отложений на данной площади.

Однако вряд ли эти аргументы можно считать достаточно обоснованными. Пачки детритусовых известняков и известковистых опоковидных пород Тацинско-Николаевской площади относятся, как отмечалось выше, к типично прибрежной, прибойной фации, окаймляющей восточ-

ный выступ Донбасса. В более удаленной от берега зоне, какой являлось пространство современного Доно-Чирского междуречья, они и не должны прослеживаться. Эти же известковистые породы распространены полосой и на юго-восточном погружении Донбасса, выклиниваясь в более удаленных от берега зонах.

Выклинивание пачек известковистых пород и переход их в более глубокоководные фации хорошо устанавливаются и к северу от Тацинско-Николаевской площади. В цимлянских разрезах и на р. Калитве тацинский горизонт представлен лишь очень маломощной пачкой песчанисто-глинистых, сильно глауконитизированных пород с примесью ракушечного материала. По существу, подобным же комплексом пород составлен нижний горизонт палеогена на Дону и в бассейне Чира.

Нельзя считать обязательным признаком переотложения в результате размыва более древних осадочных формирований некоторую перетертость и окатанность фауны, содержащейся в рассматриваемых слоях. Как это и наблюдается в современных условиях (В. П. Зенкович, 1957, 1962), донная морская фауна может отчасти захороняться на месте обитания, но ее основные массы под воздействием течений обычно перемещаются на большие расстояния и затем аккумулируются в зонах мелководья. В этих условиях фауна подвергается значительному перетиранию и окатыванию, но тем не менее она остается синхроничной вмещающим ее осадкам, как, по-видимому, это имело место и в рассматриваемых слоях.

Возможность отнесения нижнего горизонта палеоцена на данной территории к палеоценовому возрасту подтверждается также присутствием в породах глауконитоподобного глинистого лептохлорита. На южных площадях (Азово-Кубанская впадина, Тацинско-Николаевская площадь и т. д.) этот минерал связан исключительно с палеоценовыми слоями. Здесь же он встречается только в нижних слоях палеогена, указывая тем самым на их палеоценовый возраст.

**Второй горизонт палеогеновой толщи**, выделяемый Г. П. Леоновым (1957, 1961) как вешенский слон, на территории Доно-Чирского междуречья имеет более постоянное развитие (рис. 20). Мощности его меняются от 2—3 до 10—15 м. Повышенными мощностями (до 8—10 м) горизонт представлен на Дону, в Вешенском районе (разрезы калининский, рыбинский и др.), а также в нижнем течении Чира. К западу, в верхнем бассейне Чира и на Дону, вблизи устья р. Тихой, мощность горизонта обычно не превышает 2—3 м (липовский, боковский разрезы на р. Чире, мешковский и тиховский на р. Тихой). В самом верхнем течении р. Чира этот горизонт не устанавливается (разрезы нижнемиловидовский, грачевский и др.).

От залегающих выше пород этот горизонт хорошо отбивается повсеместно прослеживающимися грубоструктурными гравелитистыми породами, местами сильно глауконитизированными (глауконититы). Нижний контакт определяется большей частью на основании резкой литологической смены пород, но иногда по фосфоритовым гравелитам и глауконититам, указывающим на трансгрессивный контакт между первым и вторым горизонтами (разрезы боковский, базковский, рыбинский, калининский и др.). Грубоструктурные базальные образования обычно отсутствуют на границе первого и второго горизонтов в разрезах нижнего течения р. Чира.

Основным структурно-петрографическим признаком пород горизонта является их в общем тонкоструктурный характер. Это преимущественно опоковидно-глинистые или опоковидно-алевритистые породы. В ряде разрезов, особенно в бассейне р. Чира, переслаиваются глинистые и песчанистые отложения. Местами глинистые породы присутствуют лишь

в виде прослоек (разрезы липовский, суровикинский). Это свидетельствует о том, что горизонт формировался в различных по простиранию фациальных условиях, в крайне мелководной, прибрежной обстановке. В результате этих фациальных причин значительно меняется мощность горизонта.

Преимущественно глинистыми породами второй горизонт сложен в донских разрезах (базковский, рыбинский, калининский и др.). Мощность глинистой пачки здесь достигает 5—6 м. Глинистым составом горизонт представлен также в верхнем бассейне р. Чира (разрезы лучинский, боковский), но мощность пачки здесь не превышает 1,5—2 м.

В результате вторичных процессов, за счет разложения цеолита и грунтового привноса кремнезема, глинистые породы в естественных обнажениях обогащены опалом и приобрели опоквидный облик. Также опоквидный характер чаще всего имеют алевритистые и песчаные породы.

Хорошо выражены в исследованных слоях следы органогенной деятельности. Значительно распространен в отдельных слоях копрогенный материал, связанный с жизнедеятельностью водных и илоядных организмов. Он представлен небольшими выделяющимися в виде пятен (до 15—20 мм) включениями темно-серых опок с расплывчатыми краями. В составе подобных включений, кроме полупрозрачного опала и глинистого вещества, всегда в обильных количествах содержится диатомовый и отчасти радиоляриевый шлам, отсутствующий в составе вмещающих пород. Почти всегда присутствует в заметных количествах пирит, что, вместе взятое, подтверждает копрогенное происхождение этих включений.

Особенно характерен для этих слоев постоянно присутствующий в них копрогенно-гастролитный крупнозернистый материал, представленный хорошо отшлифованными и отполированными кварцевыми зернами, резко выделяющимися среди основных тонкоструктурных породообразующих элементов горных пород. Он встречается нередко в виде небольших изолированных гнезд, но основные массы его подвергались перемыванию, обусловившему концентрацию этого материала, в виде небольших прослоек и линзочек. Среди кварцевого гастролитного материала часто встречаются сильно отшлифованные зубы рыб. Возникновение этого материала следует связывать с жизнедеятельностью водоплавающих птиц.

Механические анализы подобных пород с гастролитным песком показали значительный гранулометрический разрыв между основной породообразующей массой и этим, привнесенными организмами материалом (табл. 36). Заметно повышенное содержание крупной фракции (> 0,5 мм) относится за счет гастролитного материала.

На Дону копрогенно-гастролитный материал особенно значительного развития достигает в разрезах второго и отчасти первого горизонтов по балке Ольшанке, у хуторов Громковского и Калининского. Этот же материал почти повсеместно прослеживается и в бассейне р. Чира. Интересно также отметить обильное содержание копрогенно-гастролитного материала в слоях царицынской свиты на Волге.

В качестве следов биогенной деятельности заслуживают внимания своеобразные включения, нередко наблюдаемые на Дону в опоквидных породах, в контакте с песчанистыми слоями третьего горизонта. Включения, несомненно, имеют органогенное происхождение, но они, по-видимому, связаны с наземными организмами, существовавшими в данном районе в длительную континентальную фазу в среднем эоцене.

Они представляют собой пустотелые конусовидные образования (рис. 21, 22). Основание конуса яйцевидно-выпуклое. Срезанный конец

конуса имеет отверстие, обычно закрытое пробкой из постороннего глауконитизированного песка. Наружная поверхность включений гладкая.

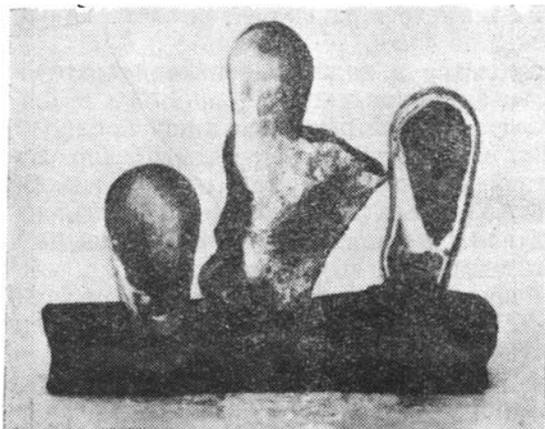


Рис. 21. Норки палеогеновых насекомых, заполненные халцедоном (1/2 натуральной величины).

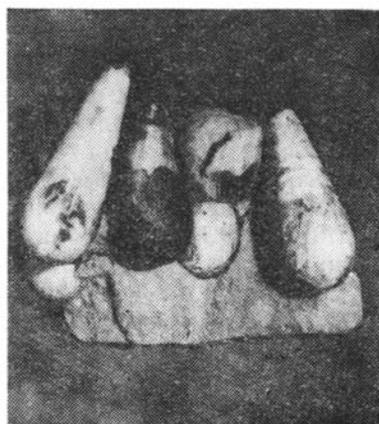


Рис. 22. Норки мелких палеогеновых насекомых, замещенные халцедоном (натуральная величина).

Таблица 36

Механический состав пород второго горизонта Доно-Чирского междуречья, содержащих гастролитный песок, %

Разрез	Породы	Фракция, мм						Σ
		> 0,5	0,5- 0,25	0,25-0,1	0,1- 0,05	0,05- 0,01	0,01- 0,005	
Ольшанский	Песчаник опоковидный	3,5	0,2	32,5	21,8	15,5	14,3	12,2
	Алевролит опоковидный	4,5	0,4	14,6	22,8	29,2	12,9	15,6
Громковский	Песок мелкозернистый	3,8	0,1	41,3	18,4	10,7	15,2	10,5
	Глины опоковидные	3,2	—	0,5	8,9	16,8	21,5	49,1
Рыбинский	Песок мелкозернистый, глинистый	5,4	1,1	23,3	30,8	12,3	10,6	17,5
Каргинский	Песок алевритистый	1,5	0,2	9,4	44,1	24,1	8,8	11,9
Лучинский	Песок тонкозернистый	4,2	0,9	24,6	38,0	14,7	8,1	9,5
	Песок тонкозернистый, глинистый	3,1	1,6	21,1	38,4	9,2	11,9	14,7
Суровикинский	Опока глинистая	2,9	—	0,5	14,5	13,9	15,8	52,4

Внутри конусовидные тела частично заполнены прозрачным халцедоном; иногда халцедон имеет полосчатый характер (агат). Также халцедоном или агатом сложена стенка этих конусовидных образований.

Ориентированы включения однозначно — почти нормально к наслению пластов. Расширенный конец включений помещается внутри пласта; узкой стороной они выходят на его поверхность.

В опоках наблюдается два типа подобных включений, отличающихся друг от друга своими размерами. Первый тип имеет достаточно крупные размеры: длина — 55 мм, диаметр в наиболее расширенной части

конуса — 18, в узкой части — 5 мм. Подобные включения обычно распространены в опоках в виде одиночных экземпляров.

Второй тип включений представлен мелкими формами. Их длина колеблется в пределах 15—26 мм; диаметр в расширенной части конуса меняется от 7 до 11, в узкой — от 3 до 4 мм.

Мелкие формы обычно наблюдаются в виде колоний с достаточно тесным размещением отдельных экземпляров.

Природа этих своеобразных образований решается лишь предположительно. Правильность форм и одинаковые размеры, особенно для первого крупного типа образований, позволяют думать, что их возникновение связано с биогенной деятельностью. В современный период известны некоторые наземные организмы (например, некоторые виды ос), личинки которых развиваются в специально вырытых норках. Эти норки, созданные в мягком, но устойчивом, обычно тонкоструктурном грунте, отличаются зачастую достаточной правильностью и для определенных видов организмов соответствующими одинаковыми размерами и формами.

По-видимому, подобного типа норками каких-то наземных организмов, обитавших в палеогеновое время, являются и описываемые образования. На некоторых из них с боковой стороны наблюдаются округлые с рваными краями отверстия, размером до 2—2,5 мм. Возможно, эти отверстия проделаны созревшими насекомыми, развивавшимися в норках.

В дальнейшем в норки просачивались и концентрировались кремнекислые растворы, за счет которых произошло окремнение стенок этих пустоток и образование халцедона в них.

Кроме общего интереса, эти своеобразные включения могут служить признаком, указывающим на существование перерыва между вторым и третьим горизонтами палеогеновой толщи.

Предшествующие исследователи (Г. Н. Каменский, 1923; Г. П. Алферьев, 1934; Н. А. Бакин, 1937; В. П. Семенов, 1954, 1955, 1960; Г. П. Леонов, 1936, 1939, 1961) для различных разрезов второго горизонта дают довольно большой список фауны. В. П. Семенов и Г. П. Леонов в составе фауны отмечают *Leda ovoides* Koen., *Nucula koeneni* Arch., *N. proava* Wood., *N. triangula* Arch., *N. kamyschinensis* Netsch., *Pectunculus* cf. *volgensis* Netsch., *Cyprina morrissi* Sow., *C. scutellaria* Desh., *Meretrix saincenyensis* Desh., *M. tocodensis* Opp., *M. enmularia* Arch., *M. nitidula* Lamk., *Lucina proava* Arch., *L. cf. inserta* Arch., *Avicula aizyensis* Sow., *Chlamys prestwichi* Mogg. и др. Однако стратиграфическая трактовка фаунистического комплекса различными авторами проводится весьма неоднозначно. В частности, В. П. Семенов определяет этот комплекс сызранским возрастом; детальный анализ фауны, выполненный Г. П. Леоновым, позволил ему заключить, что слои, относимые ко второму горизонту, должны датироваться эоценовым временем.

Минералогический состав второго горизонта, в частности комплекс тяжелых терригенных минералов, оказался почти тождественным составу первого горизонта. Среди тяжелых терригенных ассоциаций ведущим минералом, как и в первом горизонте, является цоизит. Из характерных лишь для этих горизонтов минералов, хотя и представленных редкими зернами, следует отметить амфибол, пироксен, биотит.

Глинистые и глинисто-песчанистые слои второго горизонта с однозначным и аналогичным стратиграфическим положением и с однотипными литофациальными проявлениями прослеживаются далеко на юг (нижний бассейн Сев. Донца, Сало-Манычский водораздел, Азово-Кубанская впадина). Повсеместно эти ингрессивные мелководные слои слагают нижние части черкесской свиты. Исходя из этого, глинисто-

песчанистые породы второго горизонта Доно-Чирского водораздела можно уверенно сопоставлять с черкесской свитой отмеченных южных площадей.

В существующей литературе, касающейся данной территории (М. Н. Ключников, 1952, 1955; В. М. Муромцев, 1957, и др.), слои этого горизонта сопоставляются с очень удаленными разрезами каневского яруса в бассейне Днепра. Ряд геологов, в частности Г. П. Леонов (1957, 1961), на основании детального анализа фауны, содержащейся в глинах, вполне обоснованно отождествляют эти слои с нижней частью царицынской свиты на Волге. Возможность подобной параллелизации с волжским разрезом подтверждается также минералогическими и фациальными данными. Как и в рассматриваемом районе, царицынские слои на Волге представлены теми же мелководными глинистыми породами. В них часто встречается копрогенный материал в виде включений темно-серой опоки и крупнозернистого гастролитного песка. Все это указывает на широкое распространение данного горизонта в малоизменяющихся фациях.

В бассейне р. Чира и на Дону нижние слои черкесской свиты резко отличаются от ее аналогов других районов цоизитовым составом тяжелого терригенного комплекса минералов. Однако это объясняется существованием здесь особой цоизитовой терригенно-минералогической провинции.

Постоянно на площади Доно-Чирского междуречья прослеживается **третий горизонт палеогена**, относимый предшествующими исследователями к бучакскому ярусу. В результате его размывов в четвертичное и, главным образом, в верхнетретичное время мощность горизонта в общем небольшая и на различных участках колеблется от нескольких метров до 10—20 м (рис. 20).

На всей территории горизонт резко контактирует с подстилающими породами второго горизонта. В контакте почти всегда прослеживаются маломощные базальные гравелит-галечные образования. На площади нижнего бассейна р. Чира и на Дону породы этого горизонта граничат вверху с верхнеэоценовыми отложениями (четвертый горизонт). На остальной территории они перекрываются или четвертичными делювиальными суглинками, или большей частью, особенно на водоразделах, они сменяются незначительной толщиной неогеновых чисто кварцевых песков, относимых к полтавскому ярусу.

Общий литологический облик всего горизонта заметно отличается от подстилающего второго горизонта. В отличие от подстилающих слоев, горизонт сложен почти исключительно песчанистым комплексом пород. Алевритистые породы и вообще алевритистые кластогенные элементы в породах почти не встречаются. Также не представлены или почти не представлены глинистые породы и глинистые структурные элементы в них. Лишь изредка наблюдаются мелкие гальки глины типа катунов.

Структурный характер песчанистых пород, в отличие от подстилающих слоев, в общем более крупнозернистый. Наравне с тонкими песчанистыми породами широким развитием пользуются среднезернистые и даже крупнозернистые пески и песчаники, переслаивающиеся друг с другом (табл. 37). Песчанистые терригенные элементы всегда хорошо отсортированы; это указывает на то, что осадки накапливались в условиях значительного воздействия морских течений.

Характерным для данного горизонта, особенно для нижней его части, является наличие резко выраженных ихнитовых текстур (рис. 23, 24) в виде многочисленных ходов илоядных червей, заполненных белым мучнистым опалом и в глубоко залегающих слоях — цеолитом. В некото-

## Механический состав бучакских песков Доно-Чирского междуречья, %

Разрез	Место отбора породы	Фракция, мм						0,005 √
		> 0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	
Ольшанский	Средние слои	1,6	29,3	48,1	11,2	1,9	2,1	5,8
	Верхние слои	18,0	24,7	42,5	7,4	0,7	1,4	5,3
	»	—	0,3	67,7	15,9	4,0	4,2	7,9
Громковский	Нижние слои	31,2	36,9	27,6	2,6	—	0,3	1,4
	Верхние слои	—	6,5	62,8	23,6	2,7	1,8	2,6
Рыбинский	Нижние слои	42,5	35,7	15,9	1,1	0,4	0,8	3,6
	Верхние слои	—	4,2	40,3	31,5	14,5	6,4	3,1
Каргинский	Нижние слои	8,4	33,9	39,8	12,4	0,8	0,5	4,2
	Верхние слои	—	1,0	73,5	17,4	2,1	0,7	5,3
Суrowикинский	Нижние слои	14,1	32,6	37,4	9,5	0,8	1,7	3,9
	Средние слои	23,0	27,5	39,3	3,9	1,3	0,6	4,4
	Верхние слои	2,4	41,9	35,2	11,5	2,4	1,4	5,2

Примечание. Фракция < 0,005 мм составлена преимущественно опалом.

рых местах мучнистый (глобулярный) опал, заполняющий ходы червей, преобразовался в стекловидно-гомогенные разности, обусловив тем самым возникновение сложных по форме кремнисто-песчаных конкреций — «ризолитов» (рис. 25).



Рис. 23. Алевролит с ихнитовой текстурой (поперечный срез керна,  $\frac{3}{4}$  натуральной величины).



Рис. 24. Алевролит с ихнитовой текстурой (продольный срез керна,  $\frac{3}{4}$  натуральной величины).

Наличие ихнитовых текстур может являться важным корреляционным признаком данного горизонта. Эти текстуры хорошо выражены не только в рассматриваемом районе, но и далеко за его пределами. В задонских разрезах они отмечаются в бассейне р. Песковатки (верхнедударевский, гремяченский разрезы). На Волге переработанные илоядными организмами породы, местами с ризолитами, распространены в слоях мечеткинской свиты. Наличием этих же ихнитовых текстур характеризуются слои данного горизонта во многих местах в бассейне рек Глубокой, Калитвы, Быстрой и др.

Наконец, следует отметить почти постоянное присутствие в песчаных породах рассматриваемого верхнего горизонта мелких галек кварца и кремня. Они встречаются сравнительно редко, но отмечаются даже в наиболее мелкозернистых песчаных породах, резко выделяясь своими размерами среди мелкозернистой отсортированной массы песчаного материала. Возможно, их принос с суши осуществлялся льдина-

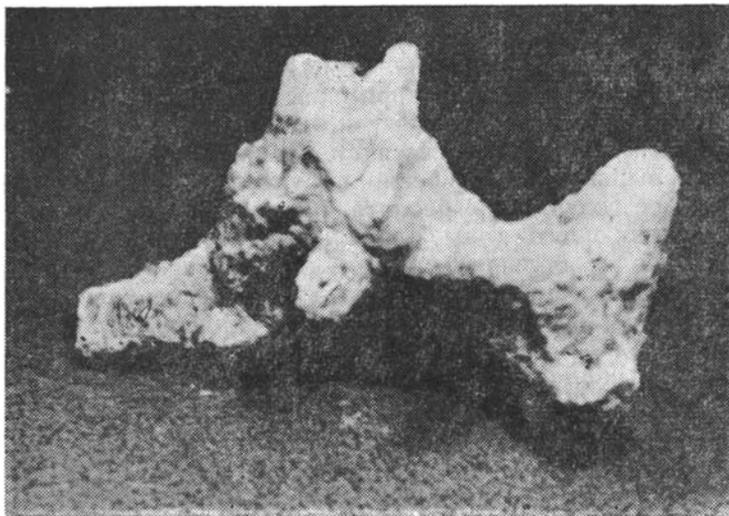


Рис. 25. Конкреция песчаника по ходам илоядных организмов— «ризолит» ( $\frac{3}{4}$  натуральной величины).

ми, попадавшими в море с речными водами в периоды весенних ледоходов. Не исключено также поступление грубого обломочного материала с корневыми частями деревьев, приносимых в морской бассейн речными потоками. Крупные остатки обуглившихся и окремненных деревьев не являются редкостью в слоях данного горизонта.

Комплекс породообразующих минералов в их основной терригенной части, как и в подстилающих слоях и вообще в палеогеновых отложениях на юге Русской платформы, остается постоянным, олигомиктовым, почти чисто кварцевым. Намечается лишь небольшое возрастание (до 7—10%) содержания полевых шпатов, особенно в самых верхних слоях горизонта.

Песчанистый материал угловато окатанный; реже встречаются хорошо окатанные округлые зерна, но нередки также зерна, даже в составе наиболее крупных фракций, совершенно не затронутые окатыванием.

Исследования комплекса тяжелых терригенных минералов, выполненные для ряда разрезов на Дону и Чире, показали полное или почти полное исчезновение минералов группы эпидота и резкое возрастание минералогической ассоциации дистен—ставролит—силлиманит. Содержание этих минералов, вместе взятых, достигает 20—25%. Все минералы большей частью заметно окатаны.

По содержанию этой ассоциации, особенно по содержанию силлиманита, породы данного горизонта на Дону и в верхнем бассейне Чира близко стоят к породам этого же горизонта в верхних бассейнах рек Глубокой и Калитвы.

Ведущее значение в составе третьего горизонта минералов дистен—ставролит—силлиманитовой ассоциации, выдерживающейся на очень большой площади (Донско-Чирское междуречье, бассейн нижнего тече-

ния Сев. Донца и т. д.), позволяет рассматривать эти минералы в качестве достаточно важного маркирующего признака. На основании этого признака можно с достаточной уверенностью увязывать слои третьего горизонта (бучакский ярус) на большой площади северной и северо-восточной периферии Восточного Донбасса.

Аутигенные пороодообразующие минералы представлены тем же комплексом, что и в подстилающих слоях. Повсеместно и на всю мощность горизонта в породах значительно распространены глауконит (от нескольких процентов в мелкозернистых породах до 10—12 в более крупнозернистых песках и песчаниках). Глауконитовые массы отсортированы (как отсортирован и терригенный материал) и представлены большей частью окатанными зернами, что указывает на их перемещение на дне бассейна под воздействием морских течений.

В горных выработках, особенно в буровых скважинах, устанавливается обильное содержание цеолита, рассеянного в песчаных породах или заполняющего ходы илюидных организмов. В естественных обнажениях цеолит большей частью замещается тонким мучнистым опалом. В отдельных слоях опал выпадал в виде полупрозрачных прочных масс, обуславливая образование плитовидных прослоев кремнистых песчаников.

Постоянно в породах встречаются радиолярии, в свежих образцах устанавливается тонкий углистый шлам и пирит.

Касаясь фациальных условий формирования рассматриваемого горизонта на территории Доно-Чирского междуречья, следует отметить, что его слои на всю мощность сложены морскими осадками. Это подтверждается обильным содержанием в породах глауконита, а также присутствием в слоях радиолярий.

Как и на других площадях, песчаные массы горизонта накопились при наличии сильных морских течений, на что указывает достаточно совершенная отсортированность песчаного материала. Иначе говоря, песчаные толщи литогенетически следует рассматривать как фации морских течений, направленных с запада или северо-запада на восток и юго-восток. Последнее подтверждается резкими снижениями содержания минералов дистен-ставролит-силлиманитовой ассоциации, особенно ставролита и силлиманита, в восточном направлении. Например, в волгоградских разрезах этого горизонта (мечеткинская свита) силлиманит полностью отсутствует.

Заслуживает внимания весьма резкое изменение минералогического состава тяжелых терригенных ассоциаций в горизонте по сравнению с нижними слоями палеогена. Полное исчезновение цоизита и возрастание роли минералов дистеновой группы, несомненно, свидетельствуют о наступившей к моменту формирования горизонта глубокой геологической перестройке в областях сноса, служивших источником поступления осадочных масс в палеогеновый бассейн. Очевидно, произошли существенные изменения и гидрографической сети, вносящей осадочный материал в бассейн.

Большинство геологов по некоторым находкам фауны горизонт песчаных пород отождествляет с бучакским ярусом среднего эоцена днепровских разрезов. Этот же горизонт, выделяемый Г. П. Леоновым (1961) на площади Доно-Чирского водораздела под названием суровикинских слоев, сопоставляется с мечеткинской свитой на Волге.

Вместе с тем эти же песчаные породы в одних и тех же структурно-петрографических и фациальных проявлениях (фация морских течений) почти непрерывно прослеживаются и далеко на юг, в сторону Азово-Кубанской впадины, где они слагают верхнюю часть черкесской свиты. Это дает возможность слои песчаных пород третьего горизон-

та Доно-Чирского междуречья, вместе с подстилающими их глинистыми породами второго горизонта, увязывать с черкесской свитой северокавказской схемы стратиграфического деления палеогена.

**Четвертый палеогеновый горизонт**, выделяемый Г. П. Леоновым (1961) под названием чирских слоев, развит лишь в нижнем бассейне р. Чира (р. Лиски, приустьевые разрезы на р. Чире). На остальной, очень большой территории он отсутствует, по-видимому, в результате его размыва в преднеогенное время.

Горизонт (общей мощностью до 20 м) в структурно-петрографическом отношении имеет неоднородный состав. В его сложении участвуют породы от чисто песчаных до алевритистых, алеврит-глинистых и даже глинистых. Но большей частью это — породы сложного состава (типа миктолитов).

Характерным для некоторых слоев четвертого горизонта является наличие мелкоихнитовых текстур. Заполненные цеолитом ходы (диаметр 1,5—2 мм) мелких организмов густо пронизывают породы, обуславливая их мелкопятнистую окраску. Важно отметить, что цеолит, перешедший в наиболее пористых песчаных породах в опал, в слоях данного горизонта вообще имеет большое породообразующее значение. В верхних слоях содержание цеолита достигает 30—40% всей массы породы. Высокие содержания цеолита и отмеченные мелкоихнитовые текстурные особенности являются существенным коррелирующим признаком для данных слоев. Эти же признаки обычно очень резко выражены в стратиграфических аналогах горизонта (куберлинская свита) и на других площадях (Волга, Нижний Дон и т. д.).

Весьма заметно по сравнению с нижними горизонтами меняется комплекс тяжелых терригенных минералов. Намного возрастает роль граната и очень снижается содержание ставролита и силлиманита. Последний встречается только редкими зернами. Особое значение в этих слоях приобретает сфен и отчасти апатит. Сфен в виде буроватых или бесцветных, обычно изометрических зерен, с характерной для него интерференционной окраской составляет 4—5% и более. Апатит почти всегда присутствует в количествах до 1—2%. В подстилающих слоях эти минералы или совсем отсутствуют, или встречаются лишь единичными зернами.

Повышенными содержаниями сфена характеризуются также цеолит-глинистые и цеолит-алевритистые породы верхнего эоцена на Волге.

Возраст четвертого горизонта до последнего времени определялся по-разному. Г. П. Леонов, выделяя ранее эти слои как четвертый горизонт, относил их к верхнему эоцену (киевский ярус). В последней же работе (1961) он именует эту толщу чирскими слоями и датирует ее эрденим эоценом. К верхнему эоцену данные слои отнесены В. П. Семеновым (1958) и Е. Н. Федоренко.

На основании структурно-петрографических и минералогических особенностей горизонт хорошо сопоставляется только с куберлинской свитой Нижнего Дона и Ергеней, подробно рассматривавшейся выше. Как и на площади Доно-Чирского междуречья, аналоги горизонта повсеместно характеризуются высоким содержанием цеолита и наличием мелкоихнитовых текстур. Во всех исследованных разрезах эти слои залегают в основании известковистого верхнего эоцена, нередко отделяясь от последнего следами размывов и перерывов.

**Пятый, самый верхний горизонт палеогеновой толщи**, как отмечалось выше, прослеживается лишь на водоразделе рек Лиски и Дона (рис. 20). По ряду литологических и палеонтологических признаков этот горизонт, несомненно, относится к верхнему эоцену.

Вблизи хут. М. Лучки, к западу от стан. Пятиизбянской, в шурфах вскрывается следующий разрез (снизу вверх):

1) пески мелкозернистые и миктолиты пятнистые с мелкими ихнитами;

2) фосфоритово-песчанистый слой; мелкозернистый песчанистый материал сильно известковистый, фосфориты большей частью заметно окатаны — 0,1—0,2 м;

3) известняк кокколитоковый, мелоподобный, в нижней части заметно песчанистый — 0,6—1,5 м;

4) глины трепеловидные, отбеленные, в нижних частях слоя слегка известковистые — 1,7—2 м;

5) глины темно-серые, в отдельных слоях почти черные, гумусированные, нижний контакт с отбеленными глинами очень резкий, размытый.

Собственно, к пятому горизонту относятся слои 2, 3 и 4, общей мощностью 2,5—3 м. Наличие в основании этих слоев песчанистых фосфоритовых галечников и гравелитов (слой 2) указывает на то, что контакт с подстилающим их четвертым горизонтом имеет явно трангрессионный характер.

Перерыв фиксируется также в верхнем контакте, на границе с черными гумусированными глинами (слой 5), которые уже относятся к олигоцену и к шестому горизонту палеогенового разреза на данной площади. Существование перерыва подтверждается типично болотным или болотно-лагунным происхождением гумусированных глин (слой 5) и явными признаками древнего выветривания и отбеливания, которыми характеризуется глинистый слой, залегающий ниже контакта с гумусированными глинами (слой 4). Отбеливание глин могло происходить лишь в результате выветривания, происшедшего в континентальную фазу их существования.

Исследование известкового материала средних слоев (слои 2 и 3) показало, что они составлены преимущественно кокколитофоритами и их обломками. По структурному типу и составу известковый материал и сами известковистые породы совершенно аналогичны кумским мелоподобным известнякам верхнего эоцена на Сев. Донце и в бассейне рек Калитвы и Глубокой.

Аналогичным кумским комплексом представлены и кокколитофориды, содержащиеся в данных известковистых породах. Среди типичных для кумской свиты форм, проверенных на многих разрезах этой свиты (Северный Кавказ, Азово-Кубанская впадина, Волга и др.), здесь хорошо выражены *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.), *Septalites tetrapyrus* Schamr., *Crassaradiatus forticatus* Schamr., *Cuneatus simplex* (Schamr. et Lasar.), *Recteradiatus dissectus* sp. n., *Heliadiscoaster floridus* (Schamr. et Lasar.), *Cribrosus complicatus* Schamr., *Septalites declivis* (Schamr. et Lasar.).

Отсутствие ряда форм, характерных для более древних (керестинская свита) и более молодых (белоглинская свита) слоев верхнего эоцена, свидетельствует о том, что в рассматриваемом разрезе представлены только аналоги кумской свиты, как это имеет место на Сев. Донце и в бассейне рек Калитвы и Глубокой.

Г. П. Леонов (1961) относит пачку темно-серых глин (слой 5) к олигоцену (майкопская серия). Действительно, в более южных и восточных разрезах палеогена (Волгоград, Котельниково и т. д.) майкопская серия почти всегда в своем основании сложена темно-серыми и черными, сильно гумусированными глинами. В подтверждение майкопского возраста этой пачки глин можно привести резко цоизитовый состав содержащихся в них тяжелых терригенных минералов, что являет-

ся одним из ведущих признаков принадлежности пород к майкопской серии.

Участок водораздела рек Дона и Лиски с прослеживающимися здесь верхнеэоценовыми, как и с олигоценовыми, породами, по-видимому, представляет собой сохранившийся от размыва островной останец огромнейшей площади развития верхнеэоценовых отложений и верхнеэоценовой трансгрессии. Останец является северным продолжением этой площади, края которой с более мощными верхнеэоценовыми и олигоценовыми отложениями прослеживаются в настоящее время по линии Курмояровский Аксай—Котельниково—Волгоград и на западе—в верхнем бассейне рек Калитвы и Глубокой.

Наличие останца верхнеэоценовых и олигоценовых пород с типичными и неизменными для них литофациальными особенностями указывает на то, что площадь с широким развитием верхнепалеогеновых отложений распространялась далеко на север и северо-запад и захватывала весь бассейн р. Чира и Среднего Дона.

Этот же разрез на водоразделе рек Дона и Лиски позволяет прийти к выводу, что в верхнеэоценовое время кумская трансгрессия и кумский бассейн, по сравнению с белоглинской и керестинской трансгрессиями проникали наиболее глубоко на север и северо-запад и захватывали наиболее широкие пространства Русской платформы.

Полный размыв верхнего эоцена на этой территории происходил главным образом в неогеновое (полтавское) время. Полтавские пески почти повсеместно на площади Доно-Чирского междуречья ложатся на размытую поверхность более древних, среднеэоценовых отложений.

\* \* \*

В заключение общего литологического очерка палеогеновых отложений большой территории междуречья нижнего течения Сев. Донца и Дона следует коротко остановиться на рассмотрении гравелит-галечных накоплений. Подобные грубоструктурные образования среди палеогеновых отложений встречаются довольно часто и, по существу, их присутствие является одним из важных литофациальных признаков, отличающих палеогеновые слои данной территории от других более юго-восточных и южных площадей. Вместе с другими особенностями, гравелит-галечные образования указывают на мелководный, прибрежный фациальный характер палеогеновых отложений, на близость источников выноса осадочных масс и, как отмечалось выше, на существование перерывов между отдельными частями палеогеновой толщи. Одновременно с этим галечники и гравелиты в некоторых местах могут являться источником получения фосфатного сырья и других полезных ископаемых.

В палеогеновой толще прослеживается несколько гравелит-галечных горизонтов, хотя и маломощных (до 0,5 м, редко выше). Постоянным является горизонт в основании палеоэоцена. В ряде мест эти грубоструктурные образования залегают на границе палеоэоцена и эоцена. Всегда отмечаются они в основании бучакского яруса и на границе среднего и верхнего эоцена. Местами гравелиты устанавливаются на границе палеоэоцена и неогена, в основании полтавского яруса.

Состав гравелит-галечного материала в общем сравнительно однотипный, особенно в его наиболее крупной, галечной части, и мало изменяется по отдельным горизонтам. Независимо от возраста горизонтов наиболее крупный галечный материал представлен почти исключительно фосфоритами с более или менее заметными следами окатывания. Редко среди галечного материала наблюдаются слабо окатанные обломки меловых кремней и опок.

Более сложный состав имеет гравийный материал этих слоев. Кроме хорошо окатанных мелких фосфоритов, в его составе обильно представлены кварц, кремь, опоки. Следует отметить, что по сравнению с более южными разрезами палеогена (Калитва, Глубокая) на Дону в составе гравелитистых пород очень заметно возрастает количество кварцевого материала. Среди последнего, особенно в верхних горизонтах, часто наблюдается темно-серый морнионный кварц.

По микроскопическим данным кварцевый гравийный материал представлен преимущественно мозаичным метаморфическим кварцем с заметными следами катаклаза. Реже встречаются в большей или меньшей степени окатанные обломки жильного неравнозернистого кварца с многочисленными газовыми и жидкими включениями и обломки монокристаллов.

Фосфоритовые гальки и гравий преимущественно темно-серые, глауконит-песчанистые. Фосфатный материал заметно раскристаллизован и нередко имеет сферолитовую структуру. Содержание фосфата, по данным химических анализов для донских разрезов (табл. 38), сравнительно невысокое и обычно не превышает 13—15%.

Содержание и, особенно, структурный характер песчанистого материала, включенного в фосфоритовые желваки и гальки, меняются. Как правило, наиболее крупнозернистый песок связан с периферийными участками фосфоритовых желваков. Это указывает на то, что рост желваков происходил при их одновременном перемещении на дне бассейна, из более глубоководных участков в область мелководья и берега.

Таблица 38

Химический состав фосфоритов междуречья нижнего течения Сев. Донца и Дона, %

Разрез	Возраст	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	MgO	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O
Меловатский	Бучакские слои	47,57	3,12	2,53	13,97	22,16	1,50	4,42	1,10
»	»	47,31	2,88	2,47	14,93	22,82	1,57	4,40	0,72
»	Царицынские слои	50,05	2,98	2,27	13,68	21,42	0,65	4,46	1,32
Тиховский	Бучакские слои	55,53	3,20	4,45	11,13	17,50	0,92	5,48	1,17
»	Палеоцен	50,71	2,40	1,85	13,10	21,14	1,21	5,06	0,93
Калининский	Палеоцен	47,57	3,59	3,56	13,62	20,55	1,84	4,31	1,27
Плешаковский	Палеоцен	43,72	3,65	3,71	15,29	22,98	2,37	4,29	0,88

Обломки кремней в составе гравийного материала в основном темно-серые, почти черные. Редко наблюдаются кремни буроватой окраски. Как и кварцевый гравий, кремни большей частью хорошо окатаны, однако встречаются также слабо окатанные обломки.

Интересно отметить полное отсутствие среди галечного и гравийного материала обломков кремнистых песчаников, хотя подобные прочные, сильно окремненные породы (типа сливных песчаников) в палеогеновой и меловой толщах имеют значительное распространение и во многих местах прослеживаются в естественных обнажениях. Отсутствие обломков этих пород среди гравийно-галечного материала можно объяснить тем, что окремненные породы образовались лишь в позднейшее время в результате гипергенных процессов.

Гравийно-галечные образования нередко обогащены глауконитом и переходят в типичные глауконититы с редким рассеянным гравийным материалом. Часто с гравийно-галечными накоплениями связаны органические остатки: окатанные обломки фосфатизированных губок и пеллеципод, зубы акул, обломки древесины и т. д. В переменных коли-

чествах в гравелитах и галечниках содержится разномзернистый кварцевый песок.

Не вызывает сомнения, что часть материала: кремнистые и кварцевые гальки, гравий и песок, сильно окатанные фосфориты и окатанные обломки опок — поступала с суши, в результате размыва более древних осадочных пород. Основным источником этого материала явились, главным образом, размывающиеся толщи верхнего мела. Не совсем ясен источник поступления кварцевого гравия. Нередко кварцевые обломки очень слабо окатаны, что указывает на близость источников. По-видимому, поступление кварцевого материала следует связывать с существованием в палеогеновое время выходов на поверхность кристаллических пород в области Воронежской антеклизы.

Вторая часть гравийно-галечного и песчанистого материала: фосфориты, глаукониты и др. — возникла в результате диагенетических процессов, происходивших на различных участках дна палеогенового бассейна. Однако, как отмечалось ранее (И. А. Шамрай, 1956, 1953), этот материал также перемещался на дне бассейна на большие расстояния и концентрировался на участках крайнего прибрежного мелководья.

Присутствие в палеогеновых разрезах ряда горизонтов грубоструктурных пород указывает на то, что здесь, так же как и на более южных площадях, морской бассейн в течение палеогенового времени претерпевал многократные обмеления и осушения, которые вызывались тектоническими импульсами.

## **АЛЛОТИГЕННЫЕ АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ И ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ПАЛЕОГЕНОвого БАСЕЙНА ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА**

Сложная, изменявшаяся геологическая обстановка, в которой формировались палеогеновые отложения периферийных областей Восточного Донбасса, получила также отражение в неоднотипном составе аллотигенных акцессорных минералогических ассоциаций, содержащихся в этих отложениях. Неоднородными комплексами эти ассоциации представлены в различных по возрасту слоях; резко изменяются они и на различных площадях Восточного Донбасса.

Изменяющиеся комплексы акцессорных ассоциаций дают возможность с достаточным основанием произвести расчленение палеогеновой толщи и выделить в ее составе ряд стратиграфических подразделов. Эти же минералогические ассоциации позволяют на различных площадях территории и в стратиграфически различных горизонтах установить несколько особых терригенно-минералогических провинций. Последние указывают на то, что в палеогеновое время в Восточном Донбассе и в областях Русской платформы происходила существенная структурно-тектоническая и геоморфологическая перестройка, обуславливавшая изменения и перемещения речных систем, поставивших осадочный материал в палеогеновый бассейн. Не исключено, что также резко менялись направления морских течений, перераспределявших осадочные массы, поступавшие в бассейн.

**Палеоценовые отложения**, распространенные почти на всей территории периферийных зон Восточного Донбасса, сложены главным образом песчанистыми породами. Лишь в самом нижнем бассейне Сев. Донца значительное развитие получили слои известковых пород (тацинский горизонт).

Структурно неоднородные песчанистые породы палеоцена, меняющиеся от мелкозернистых до среднезернистых, обычно хорошо отсор-

тированы, что указывает на участие морских течений в их формировании. Терригенный песчаный материал как в его породообразующей части, так и в акцессорных минералогических ассоциациях нередко заметно окатан. Последнее позволяет заключить, что палеоценовые осадки поступали с достаточно удаленных областей размыва.

Терригенные породообразующие массы на всей территории имеют однотипный, мало изменяющийся, почти чисто кварцевый состав с незначительными примесями полевых шпатов и местами слюд (в наиболее тонких разностях песчаных пород). Несколько повышается содержание полевых шпатов (до 10—12%) в песчаных породах на площади Доно-Чирского водораздела.

На основании минералогического состава аллотигенных акцессорных ассоциаций, значительно изменяющихся на различных участках, в отличие от терригенных породообразующих масс, с достаточной отчетливостью выделяются три самостоятельные терригенно-минералогические провинции (рис. 26).

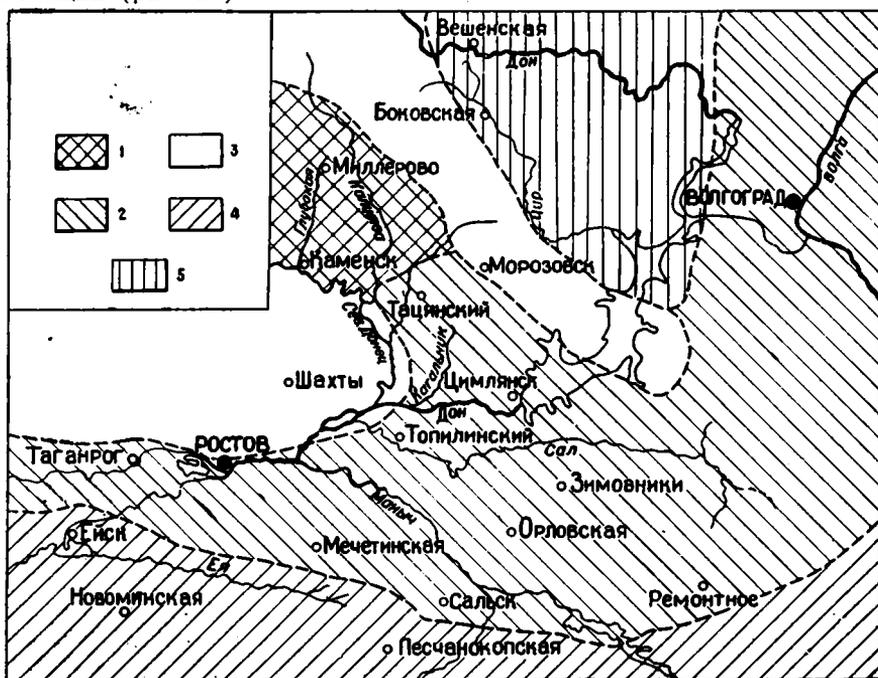


Рис. 26. Терригенно-минералогические провинции палеоцена и нижнего эоцена: 1 — силлиманит-дистен-ставролитовая провинция; 2 — гранат-дистен-ставролитовая провинция; 3 — отсутствие палеоцена и нижнего эоцена; 4 — гранат-ставролитовая провинция; 5 — цоизит-эпидот-амфиболовая провинция.

Первая охватывает Нижний Дон и бассейн нижнего течения Сев. Донца (Сало-Маньчский водораздел, Цимлянская и Тацинская площади). Аллотигенные акцессорные минералогические ассоциации на всей этой площади характеризуются почти однотипным составом (табл. 39).

Основную массу тяжелых фракций здесь составляют четыре минерала: гранат, циркон, рутил, лейкоксен. Значительное место занимают также дистен и ставролит. Повышенными содержаниями этих двух минералов данная провинция отличается от палеоценовых терригенно-минералогических провинций Азово-Кубанской впадины. В отличие от последней, здесь несколько меньшими количествами отмечается гранат и более высокими — рутил.

Как и в области Азово-Кубанской впадины, палеоценовые отложения на данной площади характеризуются повышенными содержаниями ильменита и небольшими количествами турмалина, брукита и анатаза. Редкими и единичными зернами встречаются бурая и зеленая шпинель, минералы группы эпидота, хлоритоид, хлорит. Иногда в повышенных количествах, до 2—4%, присутствует сфен (Сало-Манычское междуречье). В отличие от Азово-Кубанской впадины на площади всегда в виде редких зерен встречается силлиманит.

Вторая терригенно-минералогическая провинция занимает площадь бассейна рек Калитвы и Глубокой. По минералогическим признакам эту провинцию можно выделить как существенно дистен-ставролит-силлиманитовую. В палеоценовых породах дистен, ставролит и силлиманит, вместе взятые, часто составляют 20—25% всего числа минералов тяжелых фракций (табл. 39).

Таблица 39  
Аллотигенные акцессорные минералы палеоценовых отложений Нижнего Дона, нижнего течения Сев. Дона и бассейна рек Калитвы и Глубокой, %

Минерал	П л о щ а д ь  и  о т д е л							
	Сало-Манычское междуречье		Цимлянская		Тагинская		Глубокинская	Калитвенская
	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Верхний	Верхний
Ильменит	23—27	19—28	23—32	20—31	18—31	23—33	29—38	19—27
Лейкоксен	11—13	10—16	11—14	8—19	10—13	7—24	6—12	5—14
Циркон	12—15	9—11	15—20	14—31	12—21	18—25	6—12	14—23
Рутил	17—23	25—31	12—17	11—22	10—25	8—19	11—14	8—19
Турмалин	1—4	2—3	1—3	1—4	2—4	1—3	3—5	3—6
Гранат	11—14	6—12	18—21	12—26	18—25	15—28	4—11	7—17
Дистен	4—7	5—10	7—9	1—5	3—5	2—6	9—12	4—8
Ставролит	1—5	3—5	1—3	1—4	1—7	1—4	5—9	2—6
Силлиманит	р	р	р	р	1—2	р—1	4—9	1—4
Группа эпидота	р	р—1	р	р—2	р	р	р—1	р
Апатит	—	р	р	р	р	р	р	р
Сфен	2—3	2—4	р	р	0—2	0—1	р	р
Брукит и анатаз	1—4	3—4	р	р	р—1	р—1	р—2	р
Шпинель	р	р	р	р	р	р	0—1	р
Хлоритоид	р	р	р	0—р	0—р	р	0—р	р
Биотит	—	—	—	—	—	—	—	—
Хлорит	р	р	р	р	р	р	0—р	—
Амфибол	—	—	—	—	—	—	—	—
Пироксен	—	—	—	—	—	—	—	—
Топаз	—	—	—	—	—	—	0—р	0—р

В качестве основных аллотигенных акцессорных минералов здесь присутствуют те же ильменит, лейкоксен, циркон, рутил, гранат, турмалин. Редкими зернами встречаются эпидот, апатит, сфен, брукит и анатаз, зеленая шпинель и хлоритоид. Также изредка отмечаются топаз и иногда андалузит.

Минералы представлены большей частью мелкими неокатанными зернами, исключая дистен, ставролит и силлиманит, зерна которых чаще всего хорошо окатаны.

На очень большой территории Доно-Чирского междуречья выделяется третья терригенно-минералогическая провинция. По минералогическому признаку она определяется как существенно эпидот-цоизитовая (рис. 26). Исследования многочисленных разрезов на Дону и Чире показали, что минералы группы эпидота, главным образом цоизит, в составе акцессорных ассоциаций палеоценовых пород имеют ведущее

значение. Их содержание в тяжелых фракциях обычно достигает 30—35% и выше (табл. 40). Особенно высокие содержания этих минералов отмечаются в наиболее тонкозернистых песках и алевритистых породах.

В отличие от рассмотренных выше площадей в палеоценовых слоях данной территории постоянно с небольшим количеством, не более 1%, присутствует амфибол (обыкновенная роговая обманка). Почти постоянно единичными зернами встречается моноклинный или ромбический пироксен, а также биотит. По сравнению с соседней к юго-западу площадью в бассейне рек Калитвы и Глубокой здесь заметно снижается количество дистена и ставролита. Лишь очень редкими зернами и не всегда устанавливается силлиманит. Полностью исчезает хлорит и хлоритоид. Почти отсутствуют сфен и шпинели. Остальные минералы — гранат, турмалин, рутил, циркон, лейкоксен и ильменит — представлены большей частью заметно повышенными количествами, как и вообще в палеоценовых породах.

**Нижний—средний эоцен.** По составу аллотигенных акцессорных минералогических ассоциаций толща нижнего—среднего эоцена на территории Восточного Донбасса не совсем однотипна. По общелитологическому характеру и минералогическим признакам нижние слои толщи заметно отличаются от верхних, особенно на территории Доно-Донецкого междуречья.

По минералогическому составу аллотигенных акцессорных ассоциаций, как, собственно, и по составу порообразующего комплекса минералов, царицынские и к юго-востоку их аналоги — нижние слои черкесской свиты мало отличаются от подстилающих палеоценовых пород. Как и для последних, на всей территории распространения царицынского яруса (черкесской свиты) так же хорошо определяются три различные терригенно-минералогические провинции, хотя и в несколько иных границах, чем палеоценовые провинции.

Наиболее резко выделяется эпидот-цоизитовая провинция, продолжавшая существовать с палеоценового времени. Эта провинция с преимущественно цоизитовым, как и для палеоценовых отложений, составом аллотигенных акцессорных ассоциаций, захватывает всю территорию Доно-Чирского междуречья и на западе — бассейн р. Тихой (правый приток Дона). Однако в отличие от палеоцена в царицынском (черкесском) бассейне эта провинция распространялась на юго-восток вплоть до среднего течения р. Сала и Сало-Маньчского водораздела.

Исследования отмечавшихся выше разрезов (куберлинский, котельниковский и др.) нижней части черкесской свиты, как и в Доно-Чирском междуречье, показали в составе тяжелых аллотигенных минералогических ассоциаций повышенные количества цоизита, а также других минералов, характерных для этой провинции.

Минералы группы эпидота (преимущественно цоизит) в составе тяжелых фракций пород царицынского яруса на территории Доно-Чирского водораздела обычно насчитываются в количестве нескольких десятков процентов (табл. 41). Как и в палеоценовых слоях, несколько снижается содержание этих минералов, особенно цоизита, лишь в наиболее крупнозернистых разностях песчанистых пород яруса. Особенно низкими содержаниями цоизита характеризуются нижние базальные слои.

Кроме минералов группы эпидота в составе царицынских слоев на территории Доно-Чирского междуречья и в бассейне р. Сала в заметных количествах, иногда до 1—2%, присутствует амфибол, нередко встречаются моноклинный пироксен и биотит. Вместе с эпидотом и цоизитом эти минералы являются наиболее типичными для царицынского яруса. Однако они встречаются лишь в границах рассматриваемой тер-

Аллотигенные акцессорные минералы палеоценовых отложений  
Доно-Чирского междуречья, %

Минерал	Р а з р е з					
	Ольшан- ский	Громков- ский	Каргинский	Липовский	Лучинский	Сурови- кинский
Ильменит	26	22—30	25	23—35	24—31	31
Лейкоксен	7	3—8	10	6—8	7—10	7
Циркон	21	14—20	16	6—20	10—13	14
Рутил	6	9—14	9	8—9	5—8	8
Турмалин	4	2—5	2	2—4	2—3	1
Гранат	5	4—10	9	3—6	1—10	3
Дистен	1	3—5	3	1—2	2	3
Ставролит	2	2—3	1	р—2	р	1
Силлиманит	—	0—р	р	0—р	0—р	—
Группа эпидота	27	15—34	24	29—32	35—41	32
Апатит	р	р	р	р	р	р
Сфен	—	р	—	0—р	—	р
Брукит и анатаз	р	р	р	р	р	р
Шпинель	—	—	р	—	—	—
Хлоритонд	—	—	—	—	—	—
Биотит	р	р	—	0—р	0—р	р
Хлорит	р	—	—	—	—	—
Амфибол	р	р	р	0—р	р—1	1
Пироксен	р	р	—	—	0—р	—

ригенно-минералогической провинции. Вне ее пределов, в частности на более южных площадях Восточного Донбасса (Сев. Донец, Нижний Дон), эти минералы в слоях нижнего—среднего эоцена отсутствуют.

Не установлены указанные минералы и в более восточных и северо-восточных разрезах нижнего—среднего эоцена. Выполненные нами исследования царицынской толщи в ряде разрезов на территории Ергеней, а также на Волге (Волгоградское Поволжье) показали в составе комплекса аллотигенных акцессорных минералогических ассоциаций лишь редкие зерна эпидота и цоизита.

Большой группой в составе тяжелых фракций царицынских пород Доно-Чирского междуречья кроме эпидот-цоизитовой ассоциации представлен ряд других аллотигенных акцессорных минералов, обычных для палеогеновых пород Восточного Донбасса. Как и вообще в палеогеновых породах, здесь также в повышенных содержаниях присутствуют ильменит, гранат, лейкоксен, дистен, ставролит и др. (табл. 41). Дистен и ставролит чаще всего встречаются в наиболее крупных песчаных фракциях пород.

Вторая терригенно-минералогическая провинция царицынского яруса захватывает бассейн нижнего течения Сев. Донца. Аллотигенные акцессорные ассоциации минералов на этой площади также мало отличаются от минералогических ассоциаций палеоценовых слоев и резко отличаются от состава акцессорных ассоциаций Доно-Чирского междуречья. Из состава царицынских отложений здесь полностью выпадают минералы группы эпидота, в особенности цоизит. Отсутствуют также амфибол, биотит и пироксен. В отличие от эпидот-цоизитовой провинции Доно-Чирского междуречья, на территории нижнего бассейна Сев. Донца существенное значение приобретают минералы дистеновой группы. Особенно заметными количествами дистен, ставролит и нередко силлиманит появляются в бассейне рек Глубокой и Калитвы (табл. 42). Примерно в тех же количествах, что и в составе палеоценовых пород, содержатся ильменит, лейкоксен, циркон, рутил, гранат, турмалин. Редкими зернами встречаются сфен, брукит и анатаз, зеленая и

Аллоитогенные акцессорные минералы ниже-средне-эоценовых отложений  
Доно-Чирского междуречья, %

Минерал	Разрез и ярус													
	Тиховский		Ольшанский		Громковский		Каргинский		Липовский		Лучинский		Суровикинский	
	Царицынский	Бучакский	Царицынский	Бучакский	Царицынский	Бучакский	Царицынский	Бучакский	Царицынский	Бучакский	Царицынский	Бучакский	Царицынский	Бучакский
Ильменит	22—35	29—46	24	30—50	28	28—39	23—27	32—43	34	34—39	25—28	35—48	25—33	34—41
Лейкоксен	3—11	5—11	3	7—15	4	7—18	10—12	4—14	5	7—12	6—10	7—15	8—10	5—14
Циркон	10—19	8—20	16	9—14	18	10—21	7—15	9—18	9	11—23	12—17	16—28	20—21	17—22
Рутил	7—12	6—14	10	7—14	9	9—15	7—11	8—12	6	6—11	8—11	7—12	10—12	12—15
Турмалин	1—7	1—6	2	3—5	3	3—7	2—4	3—5	5	2—4	1—2	2—3	2—6	1—6
Гранат	6—11	0—7	8	0—16	3	2—15	7—8	р—13	10	1—8	5—6	1—8	4—6	2—12
Дистен	1—4	14—7	3	8—14	4	7—10	2—3	5—12	2	6—10	2—5	4—7	1—2	6—8
Ставролит	1—3	11—4	2	6—10	2	5—8	1—4	3—9	3	4—9	р	2—10	р—1	3—6
Силлиманит	0—р	15—	р	3—8	р	5—9	0—р	5—11	—	3—6	0—р	5—7	р	2—7
Группа эпидота	17—31	—	31	—	27	—	27—30	—	26	0—5	25—34	0—р	35	р
Апатит	р	0—р	р	0—р	р	0—р	—	0—р	р	р	р	р	р	р
Сфен	р	0—р	р	0—р	р	0—р	—	0—р	р	р	0—р	0—р	р	р
Брукит и анатаз	р	р	—	р	р	р	0—р	р	—	р	р	р	р	р
Шпинель	р	р	—	0—р	р	р	0—р	р	—	р	р	р	0—р	р
Хлоритоид	0—р	р	—	0—р	—	р	—	0—р	—	0—р	—	р	—	р
Биотит	р	—	р	—	р	—	р	—	—	—	р	—	р	—
Хлорит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Амфибол	р	—	р	—	р	—	р—1	—	р	—	р—1	—	р—2	—
Пироксен	0—р	—	—	—	—	—	0—р	—	—	—	0—р	—	р	—
Топаз	—	0—р	—	0—р	—	0—р	—	0—р	—	0—р	—	0—р	—	0—р
Андалузит	—	0—р	—	0—р	—	0—р	—	0—р	—	0—р	—	0—р	—	0—р

бурая шпинель, хлоритоид, апатит. Иначе говоря, формирование царицынских отложений на площади нижнего бассейна Сев. Донца было связано с одной и той же минералогической провинцией, что и накопление палеоэоценовых слоев. В царицынское время здесь продолжали существовать те же условия осадконакопления и те же источники привноса осадочного материала, что и в палеоэоценовое время.

Почти полным отсутствием минералов группы эпидота в составе акцессорных ассоциаций характеризуются также низы нижнего—среднего эоцена (черкесская свита) на правом берегу и левобережье Нижнего Дона (Висловско-Топилинская и Тузловская площади), где дистен и ставролит представлены пониженными количествами (табл. 42). Лишь очень редкими зернами и непостоянно встречается силлиманит. Обычно в несколько повышенных количествах присутствуют брукит и анатаз. Остальные минералы тяжелых фракций выражены теми же минералогическими представителями и насчитываются в тех же количественных соотношениях, что и в нижнем бассейне Сев. Донца и на других площадях.

Почти идентичным составом аксессуарных минералогических ассоциаций характеризовались слои черкесской свиты на соседней к юго-востоку и востоку территории Азово-Кубанской впадины. Как уже указывалось выше, в этих слоях также отмечаются очень низкие содержания дистена и ставролита и почти полное отсутствие силлиманита и минералов группы эпидота. На основании этого можно полагать, что накопление осадков черкесской свиты на территории Нижнего Дона, в отличие от нижнего бассейна Сев. Донца, было связано с теми же условиями привноса терригенного материала, что и формирование отложений Азово-Кубанской впадины. Осадки, обогащенные минералами группы эпидота, а также минералами дистеновой группы не достигали территории Нижнего Дона, как не достигали они и участков черкесского бассейна, захватывавших современную территорию Азово-Кубанской впадины.

Резкая геоморфологическая и гидрографическая перестройка в области суши, омываемой палеогеновым бассейном, наступила в среднеэоценовое (бучакское) время. В результате этой перестройки отключились участки суши, с которых в палеогеновый бассейн поступали повышенные количества минералов эпидот-цоизитовой ассоциации (эпидот, цоизит, амфибол, пироксен, биотит и др.). Возросла также роль областей размыва, поставлявших терригенные осадки, обогащенные дистеном, ставролитом и, особенно, силлиманитом.

Хорошо отсортированные, почти чисто кварцевые песчанистые породы Восточного Донбасса характеризуются, по сравнению с подстилаю-

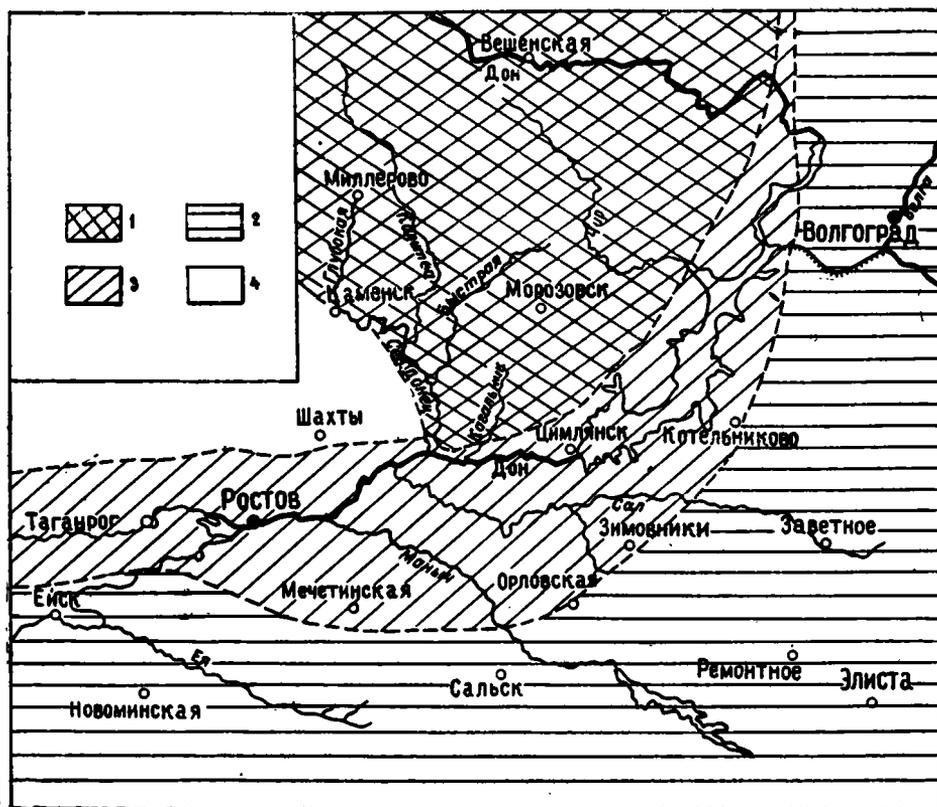


Рис. 27. Терригенно-минералогические провинции среднего и верхнего эоцена: 1 — силлиманит-дистен-ставролитовая провинция; 2 — гранат-рутил-дистеновая провинция; 3 — ильменит-циркон-дистен-ставролитовая провинция; 4 — отсутствие эоцена.

щими палеогеновыми слоями, более высокими содержаниями дистена, ставролита и силлиманита (табл. 42). Особенно большие количества минералов этой группы содержат бучакские слои на северо-западных площадях территории (бассейн рек Калитвы и Глубокой, Доно-Чирское междуречье) — до 30—40%, что позволяет выделять здесь ту же дистен-ставролит-силлиманитовую провинцию, но в расширенных границах (рис. 27).

Таблица 42

Аллотигенные акцессорные минералы ниже-среднеэоценовых отложений Нижнего Дона, нижнего течения Сев. Донца и бассейна рек Калитвы и Глубокой, %

Минерал	П л о щ а д ь и я р у с									
	Сало-Маньчское междуречье		Висловско-Топилинская		Таинская		Глубокинская		Калитвенская	
	Царицынский	Бучакский	Царицынский	Бучакский	Царицынский	Бучакский	Царицынский	Бучакский	Царицынский	Бучакский
Ильменит	33—37	38—43	25—36	29—36	30—35	27—34	23—45	21—38	22—45	18—41
Лейкоксен	6—8	6—10	7—18	2—11	8—10	7—15	3—10	2—5	7—12	1—9
Циркон	9—12	10—12	21—29	16—20	10—25	8—17	12—26	7—16	9—27	5—15
Рутил	6—9	4—9	8—15	10—18	7—15	7—15	5—13	4—12	4—18	3—15
Турмалин	2—3	2—4	1—5	1—5	1—4	2—5	2—5	1—6	1—7	1—6
Гранат	10—14	7—12	7—15	14—19	8—18	8—12	7—18	1—4	8—16	2—15
Дистен	3—6	3—10	2—3	5—8	4—6	7—12	4—10	7—13	5—10	8—14
Ставролит	3—4	3—7	1—3	1—4	1—4	6—9	2—9	5—13	2—7	5—12
Силлиманит	1—2	1—4	0—р	р	р—2	2—5	1—5	7—14	1—4	8—14
Группа эпидота	8—11	—	0—р	р	р—3	р	р	р	р	р
Апатит	р	р	р	0—р	р	0—р	0—р	—	р	—
Сфен	1—2	1—3	р	р	р	р	р	р	р	р
Брукит и анатаз	р	р	1—3	р	р	р	р	р	р	р
Шпинель	—	—	р	р	р	р	р	р	р	р
Хлоритонд	—	—	р	р	р	р	0—р	0—р	0—р	—
Биотит	р	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Хлорит	—	—	р	—	—	0—р	—	—	—	—
Амфибол	р	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пироксен	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Топаз	—	—	—	—	—	р	—	0—р	—	р
Андалузит	—	—	—	—	—	0—р	—	р	—	р

Лишь к югу и юго-востоку (Висловско-Топилинская и Тузловская площади, северное крыло Азово-Кубанской впадины) содержание минералов дистеновой группы в породах черкесской свиты (в частности, в ее верхних слоях, соответствующих бучакскому ярусу) весьма заметно снижается.

Более высокими содержаниями по сравнению с подстилающими царицынскими слоями в составе бучакских пород присутствует ильменит. Почти повсеместно значительно уменьшаются количества граната, апатита, сфена. Редкими зернами, хотя и непостоянно, встречаются топаз и андалузит.

**Верхнеэоценовые отложения**, как отмечалось, широко распространены только на территории Нижнего Дона и в бассейне нижнего течения Сев. Донца. В более северных районах, на площади Доно-Чирского междуречья, эти отложения не установлены. Минералогические исследования верхнеэоценовых отложений проводились в основном для самых верхних слоев, представленных большей частью песчанистыми и алевроит-песчанистыми породами.

Минералогический состав аллотигенных акцессорных ассоциаций верхнеэоценовых отложений мало отличается от акцессорных комплексов бучакских слоев. Почти повсеместно эти ассоциации имеют суще-

ственно дистен-ставролит-силлиманитовый состав (табл. 43). Эти минералы, как и вообще в палеогеновых слоях, представлены хорошо окатанными зернами, в особенности дистен и силлиманит. Содержание их, как правило, снижается в наиболее тонкозернистых песчаных и алевритистых породах.

Таблица 43

Аллотигенные акцессорные минералы верхнеэоценовых отложений  
Восточного Донбасса, %

Минерал	П л о щ а д ь				
	Висловско-Топиллинская	Тузовская	Цимлянская	Калитвенская	Глубокинская
Ильменит	24—37	32—34	25—40	19—38	23—37
Лейкоксен	4—17	3—7	5—15	4—9	2—9
Циркон	12—25	16—28	12—19	7—18	10—15
Рутил	6—18	5—7	5—15	6—14	6—11
Турмалин	1—4	1—2	2—7	1—7	2—4
Гранат	5—17	12—19	8—17	8—15	10—15
Дистен	2—12	2—7	7—11	6—12	5—11
Ставролит	2—5	1—6	3—9	4—9	3—8
Силлиманит	1—4	1—13	6—10	6—12	5—10
Группа эпидота	2—6	р—1	р—4	р	0—р
Апатит	—	0—р	0—р	р	0—р
Сфен	р	—	0—р	0—р	0—р
Брукит и анатаз	р	р	р	р	р
Шпинель	р	р	р	р	р
Хлоритойд	0—р	0—р	0—р	р	р
Биотит	—	—	—	—	—
Хлорит	0—р	—	—	—	—
Амфибол	—	—	—	—	—
Пироксен	—	—	—	—	—
Андалузит	0—р	р	0—р	0—р	0—р
Топаз	—	0—р	0—р	0—р	0—р

В этих же тонкоструктурных породах уменьшаются количества граната и турмалина. Количество ильменита, циркона, рутила и лейкоксена в наиболее тонкоструктурных песчаных и алеврит-песчаных породах, как и вообще в палеогеновых породах, заметно возрастает.

Постоянно, хотя и редкими зернами, в исследованных верхнеэоценовых породах встречаются андалузит и топаз. По-видимому, эти минералы своим происхождением связаны с дистен-ставролит-силлиманитовой ассоциацией.

В отличие от бучакских отложений в верхнеэоценовых слоях, особенно на более юго-восточных участках территории, снова заметными количествами появляются минералы группы эпидота (Висловско-Топиллинская, Тузовская, Цимлянская площади). Наличие этих минералов следует объяснить начавшимся в конце эоцена новым качественным этапом осадкообразования, характеризующимся повышенным привносом минералов эпидот-цоизитовой группы. Максимального проявления этот этап достиг в олигоценовое (майкопское) время, в течение которого минералы эпидотовой группы привносились исключительно высокими количествами.

Почти полное минералогическое сходство аллотигенных акцессорных ассоциаций верхнеэоценовых и бучакских отложений на территории Восточного Донбасса позволяет считать, что в течение среднеэоценового и верхнеэоценового времени здесь существовала единая терригенно-минералогическая провинция, связанная единым привносом осадочных масс, обогащенных в большой мере минералами дистен-ставролит-силлиманитовой ассоциации.

Собственно, эта провинция возникла на небольшой площади в бассейне рек Глубокой и Калитвы еще в палеоцене. Она достигла максимальных размеров в верхнеэоценовое время, захватив большую территорию Доно-Донецкого междуречья и Нижний Дон. Однако, как и в нижне-среднеэоценовое время, осадки, содержащие большие количества минералов дистен-ставролит-силлиманитовой ассоциации, в верхнеэоценовом бассейне не поступали в область Азово-Кубанской впадины. Не достигали они также более восточных площадей палеогенового бассейна (Ергени, Нижнее Поволжье). В составе аллотигенных акцессорных минералогических ассоциаций палеогеновых отложений (палеоцен, нижний—средний эоцен, верхний эоцен) на этих площадях в заметных количествах присутствует лишь дистен. Более редко встречается ставролит; силлиманит наблюдается очень редко.

**Олигоценные отложения** (майкопская серия), прослеживающиеся преимущественно на левобережье Нижнего Дона и в бассейнах рек Сала и Маныча, по литологическим признакам мало отличаются от их аналогов на территории Азово-Кубанской впадины. Также почти одинаков состав содержащихся в них аллотигенных акцессорных минералогических ассоциаций.

По сравнению с Азово-Кубанской впадиной содержание минералов эпидот-цоизитовой группы в майкопских отложениях Нижнего Дона и в бассейне Сала и Маныча заметно повышается (табл. 44). Особенно большими количествами отмечаются минералы этой группы на более восточных и северо-восточных площадях. Минералогическими исследованиями ряда разрезов в Южных Ергенях (Ремонтненская площадь) и в Поволжье (Волгоградская площадь) определено, что в составе майкопских отложений минералы группы эпидота составляют 35—40%.

Минералы представлены преимущественно цоизитом. В подчиненных количествах присутствуют клиноцоизит и собственно эпидот. Зерна минералов обычно мелкие, достаточно свежие.

Таблица 44

**Аллотигенные акцессорные минералы олигоценных отложений  
Нижнего Дона и на Волге, %**

Минерал	П л о щ а д ь				
	Симлянская	Висловско-Топилинская	Куберлинская	Ремонтненская	Волгоградская
Ильменит	19—33	27—31	19—30	29—36	20—32
Лейкоксен	4—9	5—9	5—8	6—11	3—15
Циркон	6—17	10—16	6—19	3—7	8—15
Рутил	7—10	6—9	5—11	2—7	5—12
Турмалин	1—4	1—4	р—2	2—3	р—3
Гранат	6—8	4—12	5—12	1—8	3—10
Дистен	7—9	2—7	4—8	1—3	2—5
Ставролит	1—4	р—3	1—2	р—1	р—3
Силлиманит	р	0—р	р	—	0—р
Группа эпидота	22—30	15—27	12—30	28—35	26—40
Апатит	0—р	0—р	0—р	0—р	0—р
Сфен	р	р	р	р	р
Брукит и анатаз	р—3	р—2	р—1	р—1	р—1
Шпинель	р	р	р	р	р
Хлоритoid	0—р	0—р	0—р	0—р	0—р
Биотит	—	—	—	—	—
Хлорит	р—2	р—2	р—1	р	р—2
Амфибол	р	р—2	р	р—1	р—1
Пироксен	—	—	—	0—р	—

В повышенных количествах в слоях майкопской толщи содержатся ильменит, циркон, рутил, лейкоксен, гранат. Постоянно встречаются

турмалин, дистен, ставролит. Обычно редкими зернами отмечается силлиманит. Как и в области Азово-Кубанской впадины, здесь также несколько увеличиваются содержания анатаза и брукита.

Постоянными минералами, очевидно связанными с эпидот-цоизитовой минералогической ассоциацией единым источником поступления, являются амфиболы и хлорит. Амфиболы представлены главным образом обыкновенной роговой обманкой, но изредка среди них наблюдаются тремолит, актинолит и арфведсонит. Хлорит представлен мелкими зеленоватыми и голубоватыми чешуйками.

Присутствие в майкопских слоях хлорита, а также разнотипный состав амфиболов отличают эти слои от палеоценовых и нижнеэоценовых слоев Доно-Чирского междуречья, которые, как отмечалось выше, также характеризуются существенным эпидотцоизитовым составом аллотигенных акцессорных ассоциаций.

Среди палеогеновых отложений майкопская толща имеет наиболее постоянный минералогический состав акцессорных минералогических ассоциаций. Преобладанием в составе этих ассоциаций цоизита и присутствием эпидота, хлорита и амфиболов майкопская толща характеризуется на очень большой площади распространения: в области Восточного Донбасса, Азово-Кубанской впадины и на Северном Кавказе. В качестве преобладающих минералов эпидот, цоизит, амфиболы и хлорит присутствуют в слоях майкопской серии в Ергенях и на Волге. Наконец, как отмечалось выше, этот же состав акцессорных ассоциаций имеют олигоценые отложения на территории Южного Урала и Западного Казахстана. Лишь на крайнем западе Азово-Кубанской впадины и в северном Приазовье в майкопской толще отмечается значительное минералогическое изменение (снижение количеств минералов эпидотцоизитовой группы).

Таким образом, вместе с общими постоянными и характерными литологическими признаками минералогический состав аллотигенных акцессорных ассоциаций майкопских отложений, выдерживающийся почти на всей территории их распространения, позволяет с большой уверенностью выделить эту толщу среди других палеогеновых отложений.

## ОБЛАСТИ РАЗМЫВА И ИСТОЧНИКИ ПОСТУПЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ МАСС В ПАЛЕОГЕНОВЫЙ БАССЕЙН

Обособление отдельных терригенно-минералогических провинций, хорошо выделяющихся в различных по возрасту слоях палеогеновой толщи на различных площадях Восточного Донбасса и Азово-Кубанской впадины, позволяет прийти к выводу, что в течение палеогенового времени, кроме изменявшихся общих литогенетических и фациальных условий, резко менялись также источники поступления осадочного материала. Олигомиктовый, почти чисто кварцевый состав терригенных масс палеогеновой толщи на всей рассматриваемой территории указывает на то, что основным поставщиком осадочного материала являлась Русская платформа и размывающиеся более древние осадочные толщи. Однако в течение палеогенового времени Русская платформа в различных ее частях и областях претерпевала большие структурно-тектонические и геоморфологические изменения, в результате которых увеличивалась или уменьшалась степень денудации этих областей и их роль как источников привноса терригенного материала в палеогеновый бассейн.

Несомненно, особыми областями размыва на Русской платформе объясняется формирование дистен-ставролит-силлиманитовой терригенно-минералогической провинции в эоцене и отчасти палеоцене в бассейне нижнего течения Сев. Донца. С другими размывающимися участками Русской платформы и древними осадочными толщами было связано образование палеогеновых отложений самой восточной части Восточного Донбасса и Азово-Кубанской впадины, где в составе пород почти отсутствует силлиманит. С совершенно иных областей размыва поступали терригенные массы, обогащенные минералами группы эпидота, которые формировали олигоценные (майкопские) отложения на всей территории Восточного Донбасса и Азово-Кубанской впадины.

Минералогический состав акцессорных ассоциаций указывает также на то, что в образовании палеогеновой толщи в некоторые отрезки времени в качестве источников поступления осадочного материала участвовали и соседние с Русской платформой территории. На некоторых площадях осуществлялся также местный привнос осадочного материала.

В значительной степени за счет размыва соседних с Русской платформой областей происходило формирование майкопских отложений. Существенно эпидот-цоизитовый состав аллотигенного акцессорного комплекса минералов этой толщи, присутствие хлорита, амфибола и других минералов свидетельствуют о том, что в области размыва широкого развития достигали кристаллические эпидот-цоизитовые и эпидот-хлоритовые сланцы, служившие источником поступления эпидот-цоизитовой группы минералов в майкопский бассейн. Возможно, отчасти эти минералы поступали за счет размыва полеозойских и мезозойских осадочных формирований (пермь, триас, юра и др.), в составе

которых эпидот и цоизит также имеют значительное распространение (С. Г. Саркисян, 1949; С. Г. Саркисян и Н. Д. Покровская, 1949; С. Г. Саркисян и И. В. Хворова, 1954). Однако достаточная свежесть этих минералов в майкопских слоях позволяет заключить, что их поступление следует связывать с непосредственным размывом кристаллических пород. По-видимому, накопление древних палеозойских, мезозойских и рассматриваемых майкопских отложений происходило за счет единых источников и единых областей размыва.

Положение областей размыва определяется с большим трудом, но ближайшими к берегам майкопского бассейна участками суши с широким развитием кристаллических пород являлись Урал и Западный Казахстан. В результате размыва кристаллических и метаморфических пород в данных областях майкопские толщи обогащались минералами группы эпидота, амфиболами, хлоритом и др. Северо-восточное положение областей размыва подтверждается, как отмечалось выше, поступлением в майкопский бассейн органического растительного материала, источником которого являлись широкие приуральские зоны мощного торфообразования и углеобразования.

Наряду с главным, северо-восточным источником поступления осадочных масс важную роль в формировании олигоценовых слоев играл также местный привнос осадочного материала, за счет размыва более древних пород на ближайших территориях. Особенно большое влияние этот привнос оказывал на осадочные толщи западных участков майкопского бассейна, в полосе современного Приазовья. Осадки, обогащенные минералами группы эпидота, этой части бассейна не достигали. За счет местного привноса здесь накапливались, как отмечалось выше, титанистые минералы (ильменит, лейкоксен, рутил, брукит и анатаз). Источником осадков, содержащих титанистые минералы, могли служить размывавшиеся Приазовский кристаллический массив и каменноугольные толщи Донбасса. В составе последних некоторые из минералов, в особенности рутил, брукит и анатаз, чаще всего являются главнейшими минералами аллотигенных акцессорных ассоциаций.

По-видимому, также значительное участие в формировании майкопской толщи на западе бассейна принимали размывавшиеся толщи Воронежской антеклизы. За счет размыва древних формирований в этой области, возможно, в майкопский бассейн поступали ильменит, лейкоксен и циркон. Исследованные нами в южном крыле Воронежской антеклизы мощные девонские и каменноугольные отложения, а также породы докембрийского кристаллического субстрата и коры выветривания на нем показали, что акцессорные минералы в этих породах представлены преимущественно ильменитом и отчасти лейкоксеном и цирконом. В очень незначительных количествах присутствуют турмалин и гранат.

Более сложно решается вопрос об источниках поступления осадочных масс, послуживших для формирования эоценовых и палеоценовых отложений Восточного Донбасса, где на основании минералогических данных выделяются несколько особых терригенно-минералогических провинций. В частности, значительную трудность представляет решение вопроса об источниках поступления осадков, обогащенных минералами дистен-ставролит-силлиманитовой ассоциации.

Уже начиная с палеоцена, в области современного нижнего бассейна Сев. Донца (бассейн рек Глубокой и Калитвы) поступающие осадки характеризовались повышенным содержанием минералов этой ассоциации. Более широкого развития дистен-ставролит-силлиманитовая терригенно-минералогическая провинция достигла в среднеэоценовое и верхнеэоценовое время. Осадконакоплением с повышенным содержанием дистена, ставролита и силлиманита была захвачена большая территория ниж-

негс бассейна Сев. Донца и Доно-Чирского междуречья. Однако максимального расширения эта провинция достигла в неогеновое (полтавское) время. С северо-запада дистен-ставролит-силлиманитовая провинция песчанистого осадконакопления продвинулась до Ергеней и Волги (ергенинские пески) и на юго-восток — до Ставрополя и Северного Кавказа (караганские и сарматские пески). Очень высокими содержаниями минералов дистен-ставролит-силлиманитовой ассоциации характеризуются песчанистые породы палеогена и неогена на Украине.

Постепенное расширение, начиная с палеоцена, дистен-ставролит-силлиманитовой провинции в направлении на восток и северо-восток указывает на то, что привнос осадочных масс в палеоценовое и эоценовое время происходил с западных частей Русской платформы. Этим отличались условия формирования палеоценовых и эоценовых отложений Восточного Донбасса от условий накопления в области Азово-Кубанской впадины, куда осадочный материал поступал с восточной части Русской платформы.

Не вызывает сомнения, что на западе Русской платформы, как и на ее восточной части, в палеоценовое время существовала водная артерия, вносящая в палеоценовый бассейн терригенные осадки, обогащенные минералами дистеновой группы. Возможно, непосредственное устье этой артерии находилось где-то значительно западнее или северо-западнее территории Восточного Донбасса. На площадь Доно-Донецкого междуречья осадочные, преимущественно песчанистые, массы, вероятно, привносились постоянным морским течением, направленным с северо-запада, вдоль северного края складчатой системы Донбасса. Возможно, в палеоценовое и нижнеэоценовое время направление течения обуславливалось Преддонецким прогибом.

Таким образом, на основании приведенных данных можно с достаточной уверенностью связать поступление в область Доно-Донецкого междуречья минералов дистеновой ассоциации в их полной триаде — дистен, ставролит, силлиманит — с запада Русской платформы. Однако это совсем не означает, что именно на Русской платформе находились поля кристаллических и метаморфических пород, которые, разрушаясь, служили поставщиком этих метаморфических минералов. Как и предполагают многие исследователи, непосредственным источником минералов дистен-ставролит-силлиманитовой ассоциации являлись обширные пространства Фенноскандинавии с широким и мощным развитием метаморфических пород, содержащих богатый комплекс минералов.

Фенноскандинавский щит, как отмечают Л. Б. Рухин (1959) и другие исследователи, вообще был длительное время очень важным источником обломочного материала для значительной части Русской платформы. По его данным, обломочный материал привносился с этой территории на Русскую платформу на протяжении большей части палеозойской и мезозойской эр. Несомненно, с этими обломочными массами на Русскую платформу поступали и минералы рассматриваемой группы.

Сильная изношенность минералов, представленных обычно хорошо окатанными зернами, указывает на их длительное нахождение в путях миграции и на большую удаленность места их происхождения. Об этом свидетельствует также почти полное уничтожение полевых шпатов и чисто олигомиктовый характер палеоценовых пород.

Следует отметить, что едва ли осадочные массы, а вместе с ними и минералы рассматриваемой ассоциации поступали в палеоценовый бассейн непосредственно с сильно удаленных территорий Фенноскандинавии. Прямым источником их поступления на Русской платформе были более древние осадочные толщи, формирование которых, в отличие от

палеогена, происходило за счет размывавшихся областей Фенноскандинавии.

Иначе говоря, осадочные массы палеогена, в частности минералы дистен-ставролит-силлиманитовой ассоциации, имея безусловно фенноскандинавское происхождение, до поступления в палеогеновый бассейн, претерпевали на Русской платформе в течение длительного времени многократные переотложения и переходы из одного седиментационного цикла в другой. В результате этой своеобразной перевалки они постепенно перемещались на юг и в конечном итоге послужили материалом формирующихся палеогеновых отложений Доно-Донецкого междуречья.

Усиленной эрозии и денудации в палеогеновое время на западе Русской платформы подвергались как мезозойские, так и палеозойские толщи, сложенные преимущественно песчанистыми породами, обогащенными дистеном, ставролитом и силлиманитом. Русская платформа в предпалеогеновое и палеогеновое время представляла собой обширную сушу, которую слагали мезозойские и палеозойские толщи, поставлявшие в неограниченном количестве терригенные массы в палеогеновый бассейн («Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклиналиного обрамления», 1961).

Существованием особого источника объясняется возникновение в палеоцен-эоценовое время эпидот-цоизитовой терригенно-минералогической провинции, приуроченной к территории Доно-Чирского междуречья. Сравнительно небольшая, в резко очерченных границах площадь этой провинции указывает на то, что отложения в ее пределах формировались за счет местного привноса осадочного материала.

С полной определенностью можно считать, что очень важным источником поступающих на данную территорию осадочных масс были размывавшиеся мезозойские толщи на площади Доно-Медведицких поднятий и на значительных участках Донской луки. Особенное значение имели здесь юрские и отчасти пермотриасовые отложения, которые обогащали палеогеновые осадки минералами эпидот-цоизитовой ассоциации. В юрских и пермотриасовых породах цоизит и отчасти эпидот, амфибол и пироксен являются главнейшими минералами тяжелых фракций. Присутствие этих же минералов в составе аллотигенных акцессорных ассоциаций палеогеновых отложений свидетельствует о том, что последние образовались в значительной степени в результате размывания юрских и пермотриасовых пород.

Важную роль в формировании палеогеновых осадков на территории Доно-Чирского междуречья имели также размывавшиеся толщи нижнего мела. В настоящее время они залегают на поверхности на широких пространствах Поволжья (Волгоградское и Саратовское Поволжье) и Дсно-Медведицких поднятий. Нижнемеловые отложения выходили на поверхность на больших площадях и в начале палеогенового времени.

Толщи этих отложений (готерив—баррем, апт—альб), мощностью до 200—270 м, представлены главным образом рыхлыми песчанистыми и алевроит-песчанистыми породами. На широких площадях они характеризуются высоким ожелезнением и во многих местах переходят в типичные шамозит-гетитовые оолитовые руды. Породы нижнего мела в их терригенной части имеют олигомиктовый, кварцевый состав. Комплекс акцессорных минералов составлен в основном ильменитом, цирконом, гранатом и дистеном. Существенное значение приобретают ставролит, рутил и др.; отсутствует или почти отсутствует силлиманит.

В общем минералогический состав нижнемеловых отложений в их аллотигенном пороодообразующем и акцессорном комплексах, исключая минералы группы эпидота, аналогичен минералогическому составу ниж-

ней части палеогеновой толщи Доно-Чирского междуречья. Это подтверждает тот факт, что в формировании этой толщи, кроме юрских и пермотриасовых отложений, участвовали также размывавшиеся на площади Доно-Медведицких поднятий породы нижнего мела.

Следует думать, что нижнемеловые отложения, широко распространенные на востоке Русской платформы, вообще служили очень важным источником поступления терригенных масс в палеогеновый бассейн. За счет размыва нижнемеловых отложений происходило формирование палеогеновой толщи, в особенности ее нижних слоев (палеоцен, черкесская свита), не только на площади Доно-Чирского междуречья, но и на более восточных участках рассматриваемого региона и в области Азово-Кубанской впадины. Преимущественно песчанистый и алеврит-песчанистый состав нижней части палеогеновых отложений на востоке Донбасса и на территории Азово-Кубанской впадины, по-видимому, обусловливался размывом на больших пространствах восточной части Русской платформы песчанистых пород нижнего и отчасти верхнего мела.

Главным образом в результате размыва меловых, а также пермотриасовых и пермских пород поступали в палеогеновый бассейн повышенные количества железистых масс. Усиленное глауконитизирование, каким характеризуются формировавшиеся осадки палеогена, особенно нижние горизонты, очевидно, в некоторой части происходило за счет размывавшихся, нередко сильно ожелезненных отложений верхнего палеозоя и мезозоя Русской платформы.

Речные артерии, привносившие осадочные массы в палеогеновый бассейн, видимо, в общих чертах напоминали современный план размещения речных систем на Русской платформе. Значительное различие в минералогическом составе аллотигенных акцессорных ассоциаций в палеогеновых породах на их западных и восточных площадях распространения указывает на то, что в палеогеновое время существовали, по всей вероятности, две главнейшие водные артерии. Первая охватывала своим бассейном восточные территории Русской платформы и в некоторые отрезки палеогенового времени (олигоцен) — область Урала. Бассейн второй речной системы занимал обширные пространства на западе Русской платформы.

Важную роль в формировании осадочных палеогеновых накоплений играли также морские течения. Ими в морском бассейне осуществлялось дальнейшее перераспределение и перемещение осадочных масс, привносимых речными артериями.

## ЛИТЕРАТУРА:

Алексеев А. К. Палеогеновые отложения вдоль северных окраин Большого Донбасса. «Проблемы советской геологии», 1937, № 2.

Алиев А. Г. О кварцевом песке на Большом Кавказе. ДАН АзССР, т. 4, № 10, 1948.

Алиев А. Г., Даидбекова Э. А. О терригенно-минералогических провинциях майкопской свиты Азербайджана. ДАН АзССР, т. 4, № 4, 1948.

Алиев А. Г., Даидбекова Э. А. Петрография майкопских отложений Азербайджана. Изд-во АН АзССР, 1952.

Алферьев Г. П. Геологическое строение и гидрогеология Вешенского и Верхне-Донского районов Азово-Черноморского края. «Зап. Всероссийского минерал. о-ва», сер. 2, ч. 63. вып. 1, 1934.

Антонова З. А. К вопросу о стратиграфическом расчленении палеогеновых отложений Скифской платформы по данным микропалеонтологических исследований. «Геологический сборник». Тр. Краснодарского фил. ВНИИ, вып. 4. М., Гостоптехиздат, 1960.

«Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления». М.-Л., Госгеолтехиздат, 1961.

Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока европейской части России. «Мат-лы для геологии России», т. 25. СПб., 1912.

Бакин Н. С. К стратиграфии нижнетретичных отложений на Дону. «Уч. зап. Саратовского ун-та», т. 3, сер. геол.-почв., вып. 1, 1937.

Баранов И. Я., Уськов М. В., Джумайло В. И., Лебедько Г. И. Результаты изучения докембрия юго-западной части Ростовской области. В сб.: «Геология и минеральные ресурсы территории Нижнего Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та, 1964.

Батурич В. П. Палеография по терригенным компонентам. Баку, ОНТИ, 1937.  
Батурич В. П. О дистене в осадочных породах европейской части СССР. ДАН СССР, т. 44, № 3, 1944.

Белоусов В. В. Большой Кавказ, ч. I—III. «Тр. ЦНИГРИ», вып. 108, 121, 126, 1938—1940.

Беляева М. М. К вопросу о стратиграфии палеогеновых отложений в южной части Ростовской области. В сб.: «Геология и полезные ископаемые бассейна Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та, 1962.

Борисенко Н. Н. Радиоларии палеоцена Западной Кубани. В сб.: «Вопросы геологии, бурения, эксплуатации скважин». Тр. ВНИИ, вып. 7, Гостоптехиздат, 1958.

Борисенко Н. Н. Новые радиоларии из палеоценовых отложений Кубани. «Геологический сборник». Тр. Краснодарского фил. ВНИИ, вып. 4. М., Гостоптехиздат, 1960.

Бражников Г. А., Бреславский В. В., Грозевская-Кетат О. Б. [О палеогеновых отложениях Нижнего Поволжья]. БМОИП, отд. геол., 1959, № 3.

Бражников Г. А., Бреславский В. В., Грозевская-Кетат О. Б., Абраменкова Н. В. Палеогеновые отложения Поволжья. В сб.: «Палеогеновые отложения юга европейской части СССР». Изд-во АН СССР, 1960.

Бушинский Г. И. Морденит в морских отложениях юры, мела и палеогена. ДАН СССР, т. 73, № 6, 1950.

Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 156, 1954.

Бушинский Г. И. О минералогии и классификации фосфоритов в связи с использованием их в сельском хозяйстве. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1954, № 1.

Варданянц Л. А., Дубинский А. Я. Кристаллические породы Азовской антеклизы. ДАН СССР, т. 192, № 4, 1959.

Василенко В. П. Фраминиферы палеоцена центральной части Днепровско-Донецкой впадины. В сб.: «Микрофауна СССР. Кавказ и Украина». Гостоптехиздат, 1950.

Василенко В. П., Негадаев-Никонов К. Н. Нижний палеоцен северо-восточной окраины Донбасса. ДАН СССР, т. 97, № 4, 1954.

Васильев В. Т. Малонесветаевские фосфориты Черкасского округа Донской области. «Изв. Донского политехн. ин-та», т. 4, отд. 3, 1915.

Васильев В. С. Морденит в мезокайнозойских отложениях Нижнего Поволжья и Западного Казахстана. ДАН СССР, т. 95, № 1, 1954.

Васильев В. С. О минералогической природе аутигенного кремнезема в осадочных породах мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья. В сб.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4, Изд-во Львовского ун-та, 1956.

Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. М.-Л., Гостоптехиздат, 1948.

Вассоевич Н. Б. Слоистость в свете учения об осадочной дифференциации. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1950, № 5.

Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А. Метод определения первичной ориентировки наклона косых слоев. «Геол. сб. НИТО ВНИГРИ», № 1 (4) 1951.

Вишняков С. Г. О возможности использования обломочных минералов для выяснения периодичности и эволюции процессов осадконакопления. ДАН СССР, т. 93, № 6, 1953.

Воинов В. П. Геологическое строение бассейна рек Гнилой, Быстрой, Кагальника и Кумшака. «Мат-лы Азово-Черноморского геол. управления по геологии и полезным ископаемым», сб. 16-17. Ростов-на-Дону, 1941.

«Геология СССР», т. 7. Донецкий бассейн. М., Госгеолгиздат, 1944.

Гиммельфарб Б. М., Красилькова Н. А., Тушина А. М. Классификация фосфоритов. ДАН СССР, т. 128, вып. 6, 1959.

Гольнец Ф. Ф. К вопросу о газоносности и нефтеносности Калмыцких степей. «Тр. НГРИ», сер. Б, вып. 1, 1931.

Гольнец Ф. Ф. Геологические исследования в Калмыцко-Сальских степях. «Тр. НГРИ», сер. Б, вып. 7, 1932.

Гольнец Ф. Ф. Калмыцко-Сальские степи. В сб.: «Природные газы СССР», М., 1935.

Григорович-Березовский Н. А. Верхнемеловые и палеогеновые отложения восточной части северной окраины Донецкого кряжа. «Изв. Северо-Кавказского ун-та», 1926.

Григорович-Березовский Н. А. К познанию палеогеновой фауны Донбасса. «Мат-лы Азово-Черноморского геол. управления по геологии и полезным ископаемым», сб. 1. Ростов-на-Дону, 1938.

Григорович-Березовский Н. А. Материалы к познанию палеогеновой фауны Донбасса. «Мат-лы Азово-Черноморского геол. управления, по геологии и полезным ископаемым», сб. 8. Ростов-на-Дону, 1939.

Григорович-Березовский Н. А. К познанию фауны и стратиграфии палеогена Восточного Донбасса. «Уч. зап. Ростовского ун-та», вып. 1, 1939.

Громов В. И. Материалы по геологии Омско-Барабинского района. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 28, 1940.

Гроссгейм В. А., Гладкова А. Н. Результаты изучения пыльцы и спор в хадумских и майкопских слоях восточного Предкавказья. ДАН СССР, т. 80, № 5, 1951.

Гроссгейм В. А., Гладкова А. Н. Распределение пыльцы и спор по разрезу хадума и майкопа р. Белой. ДАН СССР, т. 92, № 6, 1953.

Гроссгейм В. А. К вопросу об истории осадконакопления в течение мезокайнозоя на территории Северного Кавказа и Предкавказья. БМОИП, отд. геол., 1957, № 2.

Гроссгейм В. А. Палеоген Северного Кавказа. «Геологический сборник». Тр. Краснодарского фил. ВНИИ, вып. 4, М., Гостоптехиздат, 1960.

Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Л., Гостоптехиздат, 1961.

Демин В. М. К вопросу о стратиграфии пестроцветных отложений Донской луки. «Уч. зап. Ростовского ун-та», т. 33, вып. 6, 1955.

Демин В. М. Верхнепермские и нижнетриасовые пестроцветы северо-восточной окраины Большого Донбасса. Автореф. канд. дисс. Ростовский ун-т, 1956.

Демин В. М. Пестроцветы северо-восточной окраины Большого Донбасса и района Южно-Саушинской структуры. В сб.: «Тр. конференции по стратиграфии мезозоя и палеогена Поволжья и смежных областей». Изд-во Саратовского ун-та, 1958.

Дубинский А. Я. К вопросу о тектонике северных частей Донбасса. ДАН СССР, т. 30, № 5, 1951.

Дубинский А. Я. Новые данные по тектонике восточной части Большого Донбасса. В сб.: «Мат-лы по геологии европейской территории СССР». Тр. ВСЕГЕИ, вып. 14. Л., Госгеолтехиздат, 1956.

Дубинский А. Я. Большедонбасско-Предкавказская складчатая область и эпипалеозойская платформа юга европейской части СССР. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 3. Тектоника. Изд. ГОСИНТИ, 1958.

Жижченко Б. П. Материалы к разработке унифицированной схемы деления кайнозойских отложений юга европейской части СССР и Северного Кавказа. В сб.: «Тр. ВНИИГаза», М., Гостоптехиздат, 1953.

Жижченко Б. П. Принципы стратиграфии и унифицированная схема кайнозоя. М., Гостоптехиздат, 1958.

Зенкович В. П. О происхождении береговых баров и лагунных берегов. «Тр. Ин-та океанологии», вып. 21, 1957.

Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Зубкович М. Е. Конхилиофауна поволжского палеогена как основа сопоставления поволжских, украинских и крымских разрезов. В сб. «Палеогеновые отложения юга европейской части СССР». М., Изд-во АН СССР, 1960.

Зубкович М. Е. [О биостратиграфическом расчленении палеоценовых и нижнеэоценовых отложений Нижнего Поволжья]. ДАН СССР, т. 108, № 4, 1956.

Зубцовский В. Н., Дубинский А. Я. Геологическая карта СССР. Серия «Донбасс». М., Гостоптехиздат, 1957.

Зубцовский В. Н., Дубинский А. Я. Геологическая карта СССР. Серия Донбасская. М., Гостоптехиздат, 1959.

Иваницкая В. Б., Погребниов Н. И. Геологическое строение Нижнего Дона и Нижней Волги. Изд-во Ростовского ун-та, 1962.

Кавеев Т. С. О северной границе майкопского моря на Дону, у станицы Романовской. ДАН СССР, т. 115, № 1, 1957.

Каменский Г. Н. О геологическом строении правобережья р. Дона между станциями Усть-Медведицкой и Трех-Островянской. БМОИП, отд. геол. 1923, № 3.

Каптаренко-Черноусова О. К. Киевский ярус и элементы его палеогеографии. «Тр. Ин-та геол. наук АН УССР», вып. 3, Киев, 1951.

Каптаренко-Черноусова О. К. О возрасте карбонатных палеогеновых отложений северо-восточной части Украинской ССР. «Геологический журнал», Изд. АН УССР, т. 15, вып. 3, Киев, 1955.

Кичапов А. П. Фраминиферы из отложений киевского яруса северо-восточной части Донецкого бассейна. «Мат-лы Азово-Черноморского геол. управления по геологии и полезным ископаемым», сб. 8, Ростов-на-Дону, 1939.

Клюшников М. Н. Стратиграфия нижнетретичных отложений платформенной части Украинской ССР. «Геологический журнал», Изд. АН УССР, т. 12, вып. 3, Киев, 1952.

Клюшников М. Н. Нижнетретичные отложения платформенной части Украинской ССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1953.

Крашенинников Г. Ф. Методика палеогеографических исследований на основе фациального анализа. В сб.: «Вопросы седиментологии». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Кобилев А. Г. Результаты литологического изучения кернов глубоких скважин юго-восточного сектора Донбасса в районе станицы Раздорской на Дону. «Проблемы советской геологии», 1937, № 11.

Кобилев А. Г. Литологическая характеристика свит  $S_4^1$  и  $S_5^2$  юго-восточного сектора Большого Донбасса. «Мат-лы Азово-Черноморского геол. управления по геологии и полезным ископаемым», сб. 6. Ростов-на-Дону, 1938.

Кобилев А. Г. К минералогии угленосной формации Донецкого бассейна. «Зап. Всероссийского минерал. о-ва», 1952, № 2.

Кобилев А. Г. О фацально-фазовом анализе осадконакопления и углеобразования в угленосной формации Донецкого бассейна. «Тр. Новочеркасского политехн. ин-та», т. 23, 1953.

Козяр Л. А. Расчленение и корреляция разрезов майкопских отложений Ставрополя по данным споро-пыльцевого анализа. Изд. ГОСИНТИ, 1959.

Козяр Л. А. Верхнеэоценовые и олигоценные споро-пыльцевые комплексы Ставрополя и их значение для стратиграфии палеогеновых отложений, «Мат-лы геологии газоносных районов СССР», вып. 4 (12), 1958.

Корстков С. Т. Геологические исследования на восточном склоне Ергеней. «Тр. НГРИ», сер. Б., вып. 52, 1936.

Косыгин Ю. А., Горлов С. И., Карпенко Н. Н. Тектоника западного Предкавказского краевого прогиба. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1955, № 4.

Котельников Д. Д. Новые данные о составе и генезисе глинистых минералов в отложениях майкопской серии Предкавказья. ДАН СССР, т. 142, № 5, 1962.

Котельников Д. Д. Характеристика и условия накопления глинистых минералов в отложениях майкопской серии Предкавказья. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1963, № 9.

Криштофович А. Н. Третичные растения с западного склона Урала. «Тр. СОПС АН СССР», сер. Башкирская, вып. 1, 1932.

Криштофович А. Н. Миоценовая флора Украины и ее связь через Урал с третичной флорой Азии. В кн.: «Сборник, посвященный памяти акад. А. В. Фомина». Киев, Изд-во АН УССР, 1938.

Криштофович А. Н. Палеоботаника. М., Гостоптехиздат, 1957.

Кумпан П. В. Некоторые данные по литологии Донецкого бассейна. В кн.: «Геология СССР», т. 7. Донецкий бассейн. М., Гостеолиздат, 1944.

Курсанов Л. Н. и др. Определитель низших растений, т. 1. Водоросли. М., Госиздат, 1953.

Лавров В. В. К стратиграфии континентального палеоген-неогена Тургайской впадины. «Изв. АН КазССР», сер. геол., вып. III, 1949.

Лаврович Н. С. Приазовский графитовый район. «Минеральное сырье», 1939, № 5.

Лазарева Е. П. Биостратиграфия верхнепалеогеновых отложений восточных окраин Большого Донбасса. Автореф. канд. дисс. Ростовский ун-т, 1956.

Лазарева Е. П. К стратиграфии третичных отложений северо-восточной окраины Донбасса. «Уч. зап. Ростовского ун-та», т. 34, вып. 7, 1956.

Лазарева Е. П. К вопросу о периодичности в развитии фауны донных фораминифер верхнепалеогеновых отложений восточных окраин Большого Донбасса. «Уч. зап. Ростовского ун-та», т. 48, вып. 1, 1957.

Лапкин И. Ю., Черпак С. Е., Червинская Н. В. Тектоническая схема восточной части УССР. БМОИП, отд. геол., 1952, № 2.

Лапкин И. Ю., Стрелин В. П. О Днепровско-Донецком грабене. ДАН СССР, т. 108, № 1, 1956.

Леонов Г. П. [О палеогеновых отложениях Нижнего Поволжья и их соотношении с соответствующими образованиями бассейнов Дона и Днепра]. БМОИП, отд. геол., 1936, № 4.

Леонов Г. П. Стратиграфия палеогеновых отложений бассейна Среднего Дона. «Уч. зап. МГУ». Геология, вып. 26, 1939.

Леонов Г. П. К вопросу о строении и возрасте верхних горизонтов палеогеновых отложений Русской платформы. «Уч. зап. МГУ». Геология, вып. 124, 1947.

Леонов Г. П. Опыт построения межрегиональной стратиграфической схемы палеогеновых отложений Русской плиты. «Вестник МГУ», сер. геол.-почв. и геогр., 1957, № 1.

Леонов Г. П. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты. Изд-во МГУ, 1961.

Ливеровская Е. В. Фауна моллюсков верхнего майкопа Северного Кавказа. «Тр. НГРИ», сер. А, вып. 104, 1938.

Ливеровская Е. В. Олигоценовая фауна Ергеней. БМОИП, отд. геол., 1939, № 4-5.

Лихарев Б. К. К вопросу о разграничении некоторых ярусов нижнетретичных отложений в бассейне рек Северного Донца и Дона. «Изв. Геол. комитета», т. 36, кн. 3, 1918.

Лихарев Б. К. Общая геологическая карта европейской части СССР. Лист. 61 (северная и северо-восточная части листа). «Тр. геол. комитета», новая сер., вып. 161, 1928.

Логвиненко Н. В. Литология и палеогеография продуктивной толщи Донецкого карбона. Изд-во Харьковского ун-та, 1953.

Логвиненко Н. В. Минералого-петрографические коррелятивы карбона. ДАН СССР, т. 97, № 2, 1954.

Малышек В. Т. Петрография песчано-алевритовых отложений палеогена Западной Кубани. Автореф. канд. дисс. Ростовский ун-т, 1956.

Маслов В. П. Ископаемые известковые водоросли СССР. «Тр. ИГЕН АН СССР», т. 60, 1956.

Мехтиев Ш. Ф. Основные пути и задачи изучения проблемы происхождения нефти и нефтяных залежей в Азербайджане. «Тр. Ин-та геологии им. акад. И. М. Губкина, АН АзССР», т. 18, 1955.

Михеев В. М. Рентгенометрический определитель минералов. Л.—М., Госгеолтехиздат, 1957.

Морозов Н. С. К вопросу о тектонике территории к югу от широтного течения Дона. ДАН СССР, т. 104, № 2, 1955.

Морозова В. Г., Судариков Ю. А. Керестинская свита верхнего эоцена Сало-Ергенинской возвышенности и ее стратиграфическое значение. ДАН СССР, т. 125, № 1, 1959.

Муратов М. В. Тектоническая структура и история развития северной окраины Крымско-Кавказской геосинклинальной области. В сб.: «Тр. совещания по тектонике Альпийской геосинклинальной области и юга СССР». Баку, Изд-во АН АзССР, 1956.

Муромцев В. С. Каневский ярус и его значение в сопоставлении разрезов палеогеновых отложений Русской платформы. «Тр. Ленинградского о-ва естествоиспытателей», т. 63, вып. 2, 1957.

Мятлюк Е. В. Спириллиниды, ротоллиниды, элистоминиды и астерогериниды. Ископаемые фораминиферы СССР. М., Гостоптехиздат, 1953.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.

Негадаев-Никонов К. Н. Хадумско-майкопские слои в бассейне Нижнего Дона. «Уч. зап. Кишиневского ун-та», геол. сб., т. 10, № 1, 1955.

Негадаев-Никонов К. Н., Филиппов Д. П. К геологии и палеогеографии мезокайнозоя северо-восточного сектора Большого Донбасса. «Уч. зап. Кишиневского ун-та», т. 10, № 1, 1955.

Никитина Ю. П. Схема стратиграфического расчленения майкопских отложений Ергеней, Сало-Маньчского междуречья и Нижнего Дона. «Изв. высших учебн. заведений. Геология и разведка», 1958, № 7.

Никитина Ю. П., Мольпин Г. И. Куберлинский горизонт палеогеновых отложений Ергеней, Сало-Маньчского междуречья и Нижнего Дона. «Науч. докл. высшей школы», 1959, № 1.

Никитина Ю. П. Стратиграфия и фауна палеогеновых отложений северной части Азово-Кубанской впадины. БМОИП, отд. геол., 1962, № 2.

Никитина Ю. П. Новые данные о стратиграфии и фациях палеогеновых отложений Азовской антеклизы. В сб.: «Геология и полезные ископаемые бассейна Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та, 1962.

Никитина Ю. П. Стратиграфия и фауна палеогеновых отложений северной части Азово-Кубанской впадины. БМОИП, отд. геол., 1962, № 2.

Орехов С. Я., Шамрай И. А. Третичные фосфориты Восточного Донбасса и их петрографические признаки. ДАН СССР, т. 106, № 3, 1956.

Орехов С. Я. Минералогия и структурные типы фосфоритов Ростовской области. «Уч. зап. Ростовского ун-та», т. 53, вып. 9, 1958.

Пантелеев Ф. П. Геологическое строение и газоносность Южных Ергеней. М.—Л., Гостоптехиздат, 1947.

Петров П. М. Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. «Мат-лы Азово-Черноморского геол. управления по геологии и полезным ископаемым», сб. 6, 1938; сб. 8, 1939.

Полов В. С., Лапкин И. Ю. Основные черты геологического строения северной окраины Донецкого бассейна. БМОИП, отд. геол., 1953, № 3.

Потапов И. И., Погребнов Н. И. О тектоническом районировании территории бассейнов Дона и Нижней Волги. В сб.: «Геология и полезные ископаемые бассейна Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та, 1962.

Пряхина Ю. А. Карбонатные конкреции в майкопских отложениях центрального Предкавказья. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1958, № 1.

Пряхина Ю. А. К геохимии майкопских отложений центрального Предкавказья. ДАН СССР, т. 118, № 1, 1958.

Пустовалов А. В. Петрография осадочных пород, ч. I и II. Гос. науч.-техн. изд-во, 1940.

Раузер-Черноусова Д. М., Кулик Е. Л. Об отношении фузулинид к фациям и о периодичности их развития. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1949, № 6.

Раузер-Черноусова Д. М. Периодичность в развитии фораминифер верхнего палеозоя. В сб.: «Мат-лы палеонтологического совещания по палеозою». Изд-во АН СССР, 1951.

Раузер-Черноусова Д. М., Рейтлингер Е. А. Биостратиграфическое распределение фораминифер. В кн.: «Региональная стратиграфия СССР», т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1954.

Ренгартен Н. В. Минералого-петрографические исследования меловых и палеоценовых отложений восточного склона Урала. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 117, 1950.

Рожкова Е., Воронков Б. Очерк месторождений трепела и диатомита СССР. «Тр. науч.-исслед. ин-та геологии и минералогии», вып. 8. М., ОНТИ, 1934.

Рожкова Е. В., Горецкий Ю. К. Современные кремневые отложения, диатомиты и трепела, происхождение и классификация кремневых опаловых пород. «Тр. ВИМС», т. 1, вып. 177, 1945.

Розентулер А. М. Продуктивный карбон южного склона Воронежского кристаллического массива. «Советская геология», 1959, № 7.

Ротай А. П. Геологические работы в Донецком бассейне летом 1928—1929 гг. «Тр. ВГРО», вып. 356, 1934.

Рухин Л. Б. Основы литологии. М.—Л., Гостоптехиздат, 1953.

Самойлов Я. В., Рожкова Е. В. Отложения кремнезема органического происхождения. «Тр. Ин-та прикладной минералогии», вып. 18, 1925.

Саркисян С. Г., Покровская Н. Д. Минералогические коррелятивы верхнепермских и триасовых отложений Чкаловского Приуралья. ДАН СССР, т. 65, № 5, 1949.

Саркисян С. Г., Шаповалова Г. А. Ориентировка галек душетской свиты третичных отложений Грузии как критерий путей сноса терригенного материала. ДАН СССР, т. 67, № 3, 1949.

Саркисян С. Г., Хворова И. В. О некоторых особенностях состава песчано-алевроитовых пород карбона и нижней перми южной части Уральского передового прогиба. БМОИП, отд. геол., 1954, № 2.

Свиридов В. В. Некоторые новые данные по петрохимическому исследованию изверженных пород Ростовской области. В сб.: «Геология и полезные ископаемые бассейна Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та, 1964.

Сеидов А. Г. Изучение коллоидно-дисперсных минералов глин газонефте-материнской майкопской свиты Кировабадской нефтеносной области Азербайджана. В сб.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3-4. Изд-во Львовского ун-та, 1956.

Семенов В. П. Стратиграфия палеогеновых отложений Чирско-Донского междуречья. «Тр. геол. факультета Воронежского ун-та», т. 31, 1954.

Семенов В. П., Семенова Е. П. К стратиграфии палеогеновых отложений левобережных притоков Цимлянского водохранилища. «Тр. геол. факультета Воронежского ун-та», т. 39, 1955.

Семенов В. П., Бреславский В. В., Грозевская-Кетат О. Б. [О стратиграфии верхнеэоценовых и олигоценовых отложений юго-западной части, Нижнего Поволжья]. «Тр. Воронежского ун-та», т. 48, 1958.

Семенов В. П. Палеоген бассейна Дона. В сб.: «Палеогеновые отложения юга европейской части СССР». Изд-во АН СССР, 1960. /

Семененко Н. П. Структурно-петрографическая карта Украинского кристаллического массива. Киев, Изд-во АН УССР, 1957.

Семихатова Е. Н. К вопросу о выяснении взаимоотношений фауны фузулинид и фаий каменноугольных отложений в северо-восточной части Большого Донбасса. «Уч. зап. Ростовского ун-та», т. 23, вып. 5, 1954.

Сердюченко Д. П. Справочник по полезным ископаемым Северо-Кавказского края. Опоки. Ростов-на-Дону, Изд-во «Северный Кавказ», 1933.

Сердюченко Д. П. Старокрымский графитоносный район. М.—Л., ОНТИ, 1935.

Смирнов А. В. Средне- и верхнеюрские отложения Волгоградского Поволжья. Автореф. канд. дисс. Саратовский ун-т, 1963.

Соколов Н. А. Нижнетретичные отложения южной России. «Тр. Геол. комитета», т. IX, № 2, 1893.

Страхов Н. М. О периодичности и необратимости эволюции осадкообразования в истории земли. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1949, № 6.

Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1953, № 5.

Страхов Н. М., Зальманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1955, № 1.

Страхов Н. М. К познанию диагенеза. В сб.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3-4. Изд-во Львовского ун-та, 1957.

Страхов Н. М. Климат и фосфатонакопление. «Геология рудных месторождений», АН СССР, 1960, № 1.

Страхов Н. М. Типы климатической зональности в послепротерозойской истории Земли и их значение для геологии. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 3.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, 2, 3. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Геолтехиздат, 1963.

Судариков Ю. А. Тектоническое строение Сало-Ергенинской возвышенности. «Тр. науч. производственного совещания по проблемам нефтегазоносности Украины». Киев, Изд-во АН УССР, 1959.

Судариков Ю. А. Тектоника долины Манычей. «Тр. МИНХ и ГП», вып. 25. Вопросы геологии нефти и газа, 1959.

Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. М.—Л., ОНТИ, 1936.

Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л., Гостоптехиздат, 1958.

Тер-Григорян Л. С. Белоглинско-солонский горизонт палеогена Ставрополья. БМОИП, отд. геол. 1958, № 5.

Томкович И. И. О стратиграфии нижней части третичных отложений Тагинского угленосного района северо-восточного сектора Большого Донбасса. «Тр. Новочеркасского политехн. ин-та», т. 36, 1959.

Трусова И. Ф. Результаты петрографического изучения девонских вулканогенных пород бассейна р. Мокрой Волновахи. В сб.: «Мат-лы по геологии девонских отложений южной окраины Донецкого бассейна». Изд. Моск. о-ва испытателей природы, 1947.

Тутковский П. А. Геологический характер микрофауны киевской спондиловой глины. «Зап. Киевского о-ва естествоиспытателей», т. 12, вып. 2, 1892.

Усков М. В. Геотектоническое развитие западного Предкавказья в мезокайнозойе. Автореф. канд. дисс. Ростовский ун-т, 1956.

Усков М. В. О тектонической структуре западного Предкавказья. «Уч. зап. Ростовского ун-та», т. 48, вып. 1, 1957.

Усков М. В. Тектоническое районирование юга Ростовской области. «Уч. зап. Ростовского ун-та», т. 53, вып. 9, 1958.

Успенская Н. Ю. Проблема нефтеносности Калмыцко-Сальских и Нижне-волжских степей. ОНТИ, 1935.

Успенская Н. Ю., Пантелеев Ф. П., Шар-Булук и Белая Глина Южных Ергеней. «Тр. геол. службы Грознефти», вып. 7, 1936.

Филиппова М. Ф. К литологии майкопских отложений Северного Кавказа. «Тр. НГРИ», сер. А, вып. 104, 1938.

Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. К палеогеологии Кавказа в нижнем палеогене. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1947, № 4.

Хаин В. Е. Новые данные по геологии Предкавказья и их значение для геологии Кавказа. ДАН СССР, т. 90, № 2, 1953.

Царовский И. Д. К вопросу о генетических взаимоотношениях гранитов восточного Приазовья. ДАН СССР, т. 62, № 3, 1948.

Чекунов А. В. Геотектонические черты Азово-Кубанской впадины в верхне-меловую эпоху. «Изв. высших учебн. заведений. Геология и разведка», 1958, № 12.

Чекунов А. В. Основные стадии геотектонического развития Азово-Кубанской впадины. «Советская геология», 1960, № 2.

Челмокаева С. С. Некоторые данные к стратиграфии палеогена района с. Уманцева. «Уч. зап. Ростовского ун-та», т. 53, вып. 9, 1958.

Челмокаева С. С. Кокколитофориды из палеогеновых отложений района с. Савинцы (северо-западный Донбасс). В сб.: «Авторыфераты научно-исследовательских работ за 1960 год». Изд-во Ростовского ун-та, 1961.

Челмокаева С. С. Биостратиграфия верхнепалеогеновых отложений юга Волгоградской области. Автореф. канд. дисс. Ростовский ун-т, 1964.

Шамрай И. А. К вопросу о накоплении терригенного материала в майкопский век на Северном Кавказе. ДАН СССР, т. 25, № 7, 1939.

Шамрай И. А. Проблемы генезиса майкопской нефтеносной свиты на Северном Кавказе. «Мат-лы Азово-Черноморского геол. управления по геологии и полезным ископаемым», сб. 9. Ростов-на-Дону, 1939.

Шамрай И. А. Микросферолитовые кокколитоферовые известняки в нижнем течении Дона и на Северном Кавказе. ДАН СССР, т. 67, № 6, 1949.

Шамрай И. А. Литологическое расчленение третичной толщи на левобережье нижнего течения р. Дона. «Уч. зап. Ростовского ун-та», т. 17, вып. 4, 1952.

Шамрай И. А. Типоморфные проявления опала в палеогеновых слоях Нижнего Поволжья и на Дону. ДАН СССР, т. 77, № 4, 1951.

Шамрай И. А. Литологический очерк палеогеновых отложений в полосе северо-восточный Донбасс—Нижний Дон—Нижнее Поволжье. «Уч. зап. Ростовского ун-та», т. 18, 1952.

Шамрай И. А. Фациально-литологический очерк и условия формирования верхнекаменноугольных отложений в северо-восточной части Донбасса. «Уч. зап. Ростовского ун-та», т. 23, вып. 5, 1954.

Шамрай И. А. [О палеогеновых глауконитах Нижнего Поволжья как примере морского аллохтонного рудообразования]. ДАН СССР, т. 96, № 3, 1954.

Шамрай И. А. [Об аллохтонных типах прибрежного намыва залежи глауконита в Нижнем Поволжье]. «Уч. зап. Ростовского ун-та», т. 33, вып. 6, 1955.

Шамрай И. А. Механическая сортирующая деятельность моря как фактор морского рудообразования. В сб.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3-4. Изд-во Львовского ун-та, 1956.

Шамрай И. А., Джумайло В. И. Сопоставление каменноугольных отложений открытой части Донбасса и Доно-Медведицких поднятий по минералогическим данным. «Уч. зап. Ростовского ун-та», т. 34, вып. 7, 1956.

Шамрай И. А., Орехов С. Я. Фосфориты Восточного Донбасса. В сб.: «Тезисы докладов на Воронежской межвузовской конференции ЦЧО». Воронеж, 1956.

Шамрай И. А., Лазарева Е. П. Палеогеновые *Soccolithophoridae* и их стратиграфическое значение. ДАН СССР, т. 108, № 4, 1956.

Шамрай И. А. Древний домезозойский субстрат северного платформенного крыла Азово-Кубанской впадины. «Уч. зап. Ростовского ун-та», т. 53, вып. 9, 1958.

Шамрай И. А., Сорочинская В. И. Минералогия и условия формирования керченских железных темно-зеленых руд. ДАН СССР, т. 120, № 4, 1958.

Шамрай И. А. Петрографические особенности и условия формирования осадков северной части майкопского бассейна. «Изв. высших учебн. заведений. Нефть и газ», 1959, № 2.

Шамрай И. А. Тацинские известковисто-кремнистые слои палеоцена периферийных областей Восточного Донбасса. В сб.: «Авторыфер. науч.-исслед. работ за 1958 год». Изд-во Ростовского ун-та, 1959.

Шамрай И. А., Кубецкий Н. И. Органо-фосфатные руды северной части майкопского бассейна. ДАН СССР, т. 135, № 5, 1960.

Шамрай И. А. Палеогеновые осадочные кварциты и условия их образования. В сб.: «Автореф. науч.-исслед. работ за 1961 год». Изд-во Ростовского ун-та, 1962.

Шамрай И. А. Некоторые формы верхнемеловых и палеогеновых кокколитов и дискоастеров на юге Русской платформы. «Изв. высших учебных заведений Геология и разведка», 1963, № 4.

Шамрай И. А., Орехов С. Я., Беляев В. К., Лихачев В. А. Геологические условия и характер акцессорной минерализации третичных и меловых отложений северо-восточного Приазовья. В сб.: «Геология и минеральные ресурсы территории Нижнего Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та, 1964.

Шамрай И. А. Стратиграфическое расчленение эоцена северо-восточного Приазовья по данным кокколитофоридов. В сб.: «Геология и минеральные ресурсы территории Нижнего Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та, 1964.

Шатский Н. С. О тектонике северной части Донецкого бассейна. БМОИП, отд. геол., 1924, № 3.

Шатский Н. С. Происхождение Донецкого бассейна. БМОИП, 1937, № 4.

Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье, Кавказ). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 5.

Шатский Н. С. О зональном и биполярном размещении глауконитовых формаций в верхнем меле и эоцене. БМОИП, отд. геол., 1954, № 5.

Шатский Н. С. Фосфоритносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В сб.: «Доклады совещания по осадочным породам». Изд-во АН СССР, 1955.

Шатский Н. С. Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран. М., Госгеолгиздат, 1957.

Швембергер Н. А. Тектоника и основные этапы развития Азово-Кубанской впадины. БМОИП, отд. геол., 1962, № 2.

Швембергер Н. А. К стратиграфии и палеогеографии верхнего мела Азово-Кубанской впадины. «Изв. высших учебн. заведений. Геология и разведка», 1963, № 3.

Швцов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолгиздат, 1958.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., Изд-во иностр. лит., 1950.

Шуменко С. И. Разновидности аутигенного осадочного гейландита в верхнемеловых отложениях Украины. ДАН СССР, т. 144, № 6, 1962.

Шуцкая Е. К. Расчленение кубанского и эльбурганского горизонтов по глобигеринам. БМОИП, сер. геол., 1953, № 4.

Шуцкая Е. К. Стратиграфия и фацции нижнего палеогена Предкавказья. М., Гостсптехиздат, 1960.

Шуцкая Е. К. Стратиграфия нижнего палеогена северного Предкавказья и Крыма. В сб.: «Палеогеновые отложения юга европейской части СССР». Изд-во АН СССР, 1960.

Щерик Е. А. Тектоническое строение северного Предкавказья и Прикубанской низменности в свете новых данных. «Тр. ВНИГРИ», вып. 4. Гостсптехиздат, 1954.

Эвентов Я. С. Палеоген левобережья Низового Поволжья, Волго-Сарпинского водораздела и Черных земель. В сб.: «Палеогеновые отложения юга европейской части СССР». Изд-во АН СССР, 1960.

Юрк Ю. Ю. Граниты и пегматиты Украинского кристаллического щита. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.

Яворский В. И. Геологический очерк северо-восточной части Донецкого бассейна. В сб.: «Мат-лы по общей и прикладной геологии», вып. 117, 1925.

Яворский В. И. Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна (район станции Ермаковской). Изд. Геол. комитета, 1929.

Яншин А. Л. Геология северного Приаралья. Изд. МОИП, 1953.

Báldiné Beke M. Magyarországi miocén Coccolithophoridaék rétegtani jelentősége. «Földtani közlöny», 90, 2, Budapest, 1960.

Bersier A. Discoasteridées et Coccolithophoridées des marnes oligocènes vaudoises. «Bull. de la Soc. vaud. d. sc. natur.», 60, 248, Lausanne, 1959.

Bouche P. Nannofossiles calcaires du lutétien du Bassin de Paris. «Revue de Micropaleontologie», 5, 2, Paris, 1962.

Bouche P. Nannofossiles tertiaires du Bassin de Paris. «C. R. somm. Soc. geol. Fr.», 4, Paris, 1962.

Braarud T., Deflandre G., Halldal P., Kamptner E. Terminology, nomenclature and systematics of the Coccolithophoridae. «Micropaleontology», 1, 2, New York, 1955.

Bramlette M. N., Riedel W. R. Stratigraphic value of Discoasters and some other microfossils related to recent Coccolithophores. «Journal of Paleontology», 28, 4, 1954.

Bramlette M. N., Sullivan F. R. Coccolithophorids and related Nannoplankton of the early Tertiary in California. «Micropaleontology», 7, 2, New York, 1961.

Bramlette M. N. Significance of coccolithophorids in calcium-carbonate deposition. «Bull. Geol. Soc. of America», 69, 1958.

Brönnimann P., Stradner H. Die Foraminiferen und Discoasteridenzonen von Kuba und ihre interkontinentale Korrelation. «Erdöl—Zeitschrift», 76, 10, Wien, 1960.

- Bystricka H. Die unter-eozänen Coccolithophoridae (Flagellata) des Myjavaer Palaeogens. «Geologicky sbornik», XIV, 2. Bratislava, 1963.
- Deflandre G. Les Discoasteridées, microfossiles calcaires incertaines sedis. «Bull. Soc. française de Microscopie», 3, 1. Paris, 1934.
- Deflandre G. Sur les nannofossiles calcaires et leur systematique. «Revue de Micropaléontologie», 2, 3. Paris, 1959.
- Gardet M. Contribution a l'étude des Coccolithes des terrains néogènes de l'Algérie. «Publ. du Serv. de la carte géol. de l'Algérie» (nouv. ser.), 5, 1955.
- Górka H. Coccolithophoridae z górnego mastrychtu Polski Srodkowej. «Acta palaeont. polonica», 2, 2-3. Warszawa, 1957.
- Hay W. W., Schaub H. W. Discoasterids from the Schlierenflysch, Switzerland. «Bull. géol. Soc. Amer.», 71, 12, 1960.
- Hay W. W., Zonation of the Paleocene and Lower Eocene utilizing Discoasterids. «Colloque Paléogène», pré-tirage. Bordeaux, 1962.
- Kamptner E. Einige Bemerkungen über Nannoconus. «Paleont. Zeitschrift», 20, 1938.
- Kamptner E. Die Coccolithineen der Südwestküste von Istrien. «Ann. naturhist. Mus. Wien», 51, 1941.
- Kamptner E. Coccolithen aus dem Torton des Inneralpinen Wiener Beckens. Sitzber. Öst. Akad. Wiss. math.-natur.-Kl., 157, 1948.
- Kamptner E. Das mikroskopische Studium des Skelettes der Coccolithineen (Kalkflagellaten). «Mikroskopie», 7. Wien, 1952.
- Kamptner E. Morphologische Betrachtungen über Skelettelement der Coccolithineen. «Österr. Bot. Zeitschrift», 103, 1956.
- Lecal-Schlauder J. Recherches morphologiques et biologiques sur les Coccolithophoridés nord-africains. «Ann. Inst. Oceanogr.», 26. Monaco, 1951.
- Lezard L. Essai d'utilisation de quelques Nannofossiles (Coccolithophoridés et groupes annexes) en stratigraphie de l'Eocène d'Aquitaine occidentale. «Colloque Paléogène», pré-tirage. Bordeaux, 1962.
- Lohmann H. Die Coccolithophoridae. Eine Monographie der Coccolithen bildenden Flagellaten zugleich ein Beitrag zur Kenntnis des Mittelmeerauftriebs. «Arch. für Protistenk.», 1. Iena, 1902.
- Manivit H. Contribution à l'étude des Coccolithes de l'Eocène. «Publ. du Serv. de la carte géol. de l'Algérie», 25, 1959.
- Martini E. Discoasteriden und verwandte Formen im NW-Deutschen Eozän (Coccolithophorida). «Senckenbergiana lethaea», 39. Frankfurt/M., 1958.
- Martini E. Der stratigraphische Wert von Nanno-Fossilien im nordwestdeutschen Tertiär. «Erdöl und Kohle», 12, 3. Hannover, 1959.
- Martini E. Discoasteriden und verwandte Formen im NW-Deutschen Eozän. «Senck. leth.», 40, 1959.
- Martini E. Nannoplankton aus der obersten Kreide von SW-Frankreich. «Senck. leth.», 42, 1-2. Frankfurt/M., 1961.
- Martini E. Coccolithophoriden-Gemeinschaften im Tertiär. «Zeitschrift Deut. geol. Gesell.», 113, 2-3. Hannover, 1962.
- Noël D. Coccolithes des terrains jurassiques de l'Algérie. «Bull. Serv. carte géol. Algérie» (nouv. ser.), 8, 1956.
- Noël D. Etude de Coccolithes du jurassique et du cretace inférieur. Bull. Serv. de la carte géol. de l'Algérie» (nouv. ser.), 20, 1958.
- Oravec J. Hazai Coccolithophorida vizsgálatokról «Földtani közkönyv», 84, 4. Budapest, 1959.
- Papp A., Stradner H. Über die Aufarbeitung harter Sedimentgesteine zur Untersuchung auf Nannofossilien. «Erdöl-Zeitschrift», 77, 9. Wien, 1961.
- Stradner H. Die fossilen Discoasteriden Österreichs. «Erdöl-Zeitschrift», 6. Wien, 1958.
- Stradner H. Die fossilen Discoasteriden Österreichs, 2. Teil. «Erdöl-Zeitschrift», 75, 12. Wien, 1959.
- Stradner H. Über das fossile Nannoplankton des Eozän-Flysch von Istrien. «Verhand. Geol. Bundesanst.», 2. Wien, 1962.
- Stradner H., Papp A. Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung. «Jahrb. Geol. Bundesanst.», 7. Wien, 1961.
- Tan Sin Hok. Discoasteridae incertae sedis. «Versl. Akad. V. Wetensch. Amsterdam.», Proceedings. section Sciences, 30, 3, 1927.
- Tan Sin Hok. Discoasteridae. Coccolithinae and Radiolaria «Leidsche Geol. Mededeel.», 5. Leiden, 1931.
- Wallich G. Observations of the Coccusphere. «Ann. Mag. Nat. Hist.», ser. 4, 19, 1877.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Структурно-тектонические предпосылки формирования палеогеновых накоплений Восточного Донбасса и северного крыла Азово-Кубанской впадины . . . . .	7
Древний субстрат, подстилающий палеогеновые толщи . . . . .	12
Часть первая	
<b>Палеогеновые отложения северного крыла Азово-Кубанской впадины . . . . .</b>	<b>17</b>
Палеоцен . . . . .	18
Новоминской и песчанокопский разрезы . . . . .	19
Выселковский разрез . . . . .	25
Ейско-Приазовский разрез . . . . .	30
Западная часть Азовской антеклизы . . . . .	33
Восточное погружение Азовской антеклизы . . . . .	40
Эоцен . . . . .	45
Выселковский разрез . . . . .	47
Новоминской разрез . . . . .	57
Песчанокопский разрез . . . . .	62
Тимашевский разрез . . . . .	65
Таганрогское и Донское Приазовье . . . . .	69
Восточное погружение Азовской антеклизы . . . . .	79
Олигоцен (майкопская серия) . . . . .	90
Аллоитогенные аксессуарные минералы палеогеновой толщи северного крыла Азово-Кубанской впадины . . . . .	108
Часть вторая	
<b>Палеогеновые отложения Восточного Донбасса . . . . .</b>	<b>115</b>
Бассейн Нижнего Дона и нижнего течения Сев. Донца . . . . .	115
Палеоцен . . . . .	117
Быстрияско-Кагальницкая площадь . . . . .	118
Цимлянско-Котельниковская площадь . . . . .	123
Сало-Манычская площадь . . . . .	125
Эоцен . . . . .	129
Тузовская площадь . . . . .	130
Левобережье Нижнего Дона . . . . .	135
Сало-Манычская площадь . . . . .	144
Аксайская площадь . . . . .	155
Нижнее течение Сев. Донца и правобережье Цимлянского водохранилища . . . . .	158
Олигоцен (майкопская серия) . . . . .	172
Бассейн рек Калитвы и Глубокой . . . . .	178
Палеоцен . . . . .	178
Нижний—средний эоцен . . . . .	181
Верхний эоцен . . . . .	190
Доно-Чирское междуречье . . . . .	195
Аллоитогенные аксессуарные минералы и терригенно-минералогические провинции палеогенового бассейна Восточного Донбасса . . . . .	211
Области размыва и источники поступления осадочных масс в палеогеновый бассейн . . . . .	222
Литература . . . . .	227

Цена 1 руб. 33 коп.