АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Выпуск 156

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 67). 1954

Г. И. БУШИНСКИЙ

ЛИТОЛОГИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1954

ПРЕДИСЛОВИЕ

Для пород меловой системы Днепровско-Донецкой впадины характерно рыхлое сложение. Несмотря на многие миллионы лет, протекшие с момента их накопления, они подверглись изменениям сравнительно мало. Следовательно, изучая эти породы, можно восстановить условия их образования со многими подробностями, которые в других случаях ускользают от глаз исследователя.

Эти возможности делают изучение меловых отложений полным захватывающего интереса. Отсюда понятно также, почему исследованию мела посвящен ряд крупных работ. Среди них наиболее выдающейся является работа А. Д. Архангельского «Верхнемеловые отложения востока Европейской России», опубликованная в 1912 г. В ней, на основании детального изучения пишущего мела и его сравнения с современными осадками, с большими подробностями восстановлены особенности мелового моря, Поволжья. Это исследование А. Д. Архангельского и послужило прообразом настоящей работы.

В литературе известно большое количество разрозненных химических анализов меловых пород, но большинство их не имело петрографической характеристики, а возраст соответствующих слоев не был определен с необходимой точностью, чтобы можно было производить фациальные сопоставления. Автору во многих случаях удалось восполнить этот пробел и провести серию новых анализов. В результате этого оказалось возможным составить фациальные схемы отложений по каждому ярусу отдельно и сделать довольно точные палеогеографические сопоставления.

Начиная с 1926 г., с некоторыми перерывами, автор изучал меловую систему Русской платформы. В настоящей работе изложены результаты литологических исследований Днепровско-Донецкой впадины. Работа выполнена в Институте геологических наук Академии Наук СССР.

При выполнении настоящей работы мне существенную помощь оказали Д. В. Наливкин, Н. М. Страхов, А. П. Виноградов, Л. В. Пустовалов, Н. С. Шатский, М. С. Швецов, В. А. Сыромятников и Д. Г. Сапожников, которым выражаю свою благодарность.

I. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

К настоящему времени еще нет работ, которые освещали бы геологию или литологию всей Днепровско-Донецкой впадины. Однако краткая геологическая или тектоническая ее характеристика имеется в статьях А. Д. Архангельского (1912—1937), И. Н. Чирвинского (1908, 1913), Б. Л. Личкова (1925, 1933), Д. Н. Соболева (1941), П. С. Шатского (1924), А. Д. Сергеева и П. М. Ямниченко (1941), К. П. Макова (1946), В. Я. Климонко (1950), П. Ю. Ланкина, С. Е. Черпак и М. В. Чирвинской (1952), В. П. Соболевской (1951) и других авторов.

Первые сведения о меловых отложениях были сообщены Василием Зуевым в его «Путешественных записках», опубликованных в 1787 г. Он наблюдал в Курске синие и белые мергели, а под ними «кору или череп», который образует «на неизвестное пространство под землей простирающуюся беспрерывную плиту. Под сим плитняком, или основным валога черепом, каменоломы уже не находят другого плитняга, но только глину и песок, который далее прокапывать года не пущают». В белом мергеле он находил «наутилы» и чертоны пальцы, или белемниты, а в плите много других окаменелостей. В Белгороде «меловые горы простираются верст на 5 крутою скалою, из голого мела сверху донизу состоящею». В мелу В. Зуев также находил много белемнитов.

Позднее выходы мела по рекам Дону, Донцу, Тускарю и Сейму были констатированы Е. П. Ковалевским (1827), Д. И. Соколовым, Т. Соливановым (1829) и Фишером де Вальдгеймом (1841). В 1845 г. появилась «Геология России» Мурчисона, Вернейля и Кейзерлинга. В этой работе описаны меловые разрезы у с. Ядовище близ Воронежа, в окрестностях Курска, Изюма и с. Успенского, что близ нынешнего Ворошиловграда.

Палеонтологически обоснованное изучение стратиграфии мела Днепровско-Донецкой впадины начинается, по существу, с середины прошлого столетия, а именно с работ В. Ерофеева, К. Феофилактова, Э. Гофмана и В. Кириллова. В 1847 г. В. Г. Ерофеев опубликовал разрез сенонского мела окрестностей Новгород-Северска и описал содержащуюся в нем фауну двустворок и белемнителл.

В 50-х годах прошлого столетия производилось строительство Орловско-Курского шоссе, для одежды которого в большом количестве употреблялись фосфориты. Участвовавший в этом строительстве инженер Валериан Киприянов организовал тщательный сбор встречающихся в фосфоритах органических остатков. В течение пяти лет он собрал богатую коллекцию окаменелостей. Из нее позвоночные обработаны самим В. А. Киприяновым и опубликованы им в ряде статей (1853—1883); беспозвоночные изучены Э. И. Эйхвальдом (1846, 1853) и затем более детально — Э. К. Гофманом (1869), а древесины определены в 1855 г. Мерклиным и частью Э. И. Эйхвальдом (1846). На основании фауны моллюсков (*Pecten asper* L. и т. и др.) Э. К. Гофман точно определил принадлежность курского фосфорита, или, как его называл В. А. Киприянов, «северского остеолита», к сеноманскому ярусу схемы д'Орбиньи.

В это же время К. М. Феофилактов отнес часть песков Каневского района к альбу и сеноману. Это заключение было фаунистически подтверждено позже Г. А. Радковичем (1894). Присоединяясь к мнению К. М. Феофилактова в отношении каневских песков, П. Борисяк (1867) разделил меловую систему Днепровско-Донецкой впадины на три яруса — нижний, средний и верхний. Как потом выяснилось, к нижнему ярусу он отнес сеноманские пески Курска, Яндовища и Изюма и маастрихтские пески с. Крымского, к среднему — туронский мел Пакма и кампанский мел Белгорода, а к верхнему — сантонские мергели Курска и третичные пески между Харьковом и Курском. Эта путаная стратиграфия не подтвердилась палеонтологическими данными и не получила развития.

В 1886 г. К. М. Феофилактов (1887$_1$) установил структуру, которую теперь называют Днепровско-Донецкой впадиной. Он писал: «Сопоставление склонов одновременных образований в смежных губерниях — Киевской и Черниговской — указывает, что в общих чертах пластовые породы обеих губерний представляют синклинальное склонение или желобовидное построение, которого осевая линия совпадает приблизительно с направлением долины р. Днепра» (стр. XVIII). Это заключение особенно укрепилось и расширилось после того, как А. В. Гуров (1887) опубликовал результаты бурения на подмеловую воду в Харькове.

В тот же период П. А. Тутковский (1887) определил из мелового мергеля в районе сахарного завода в Киеве 11 видов фораминифер и кокколиты. Он считал этот мергель глубоководным отложением сеновского яруса меловой системы. Теперь меловой мергель Киева относят к турону.

В 1886 г. К. О. Милашевич опубликовал список сеновской фауны из Могилевской губ., установив этим распространение там сенона.

В работах 1887 и 1888 гг. С. Н. Никитин на основании изучения фауны подтверждает заключение Гофмана о принадлежности брянского самородка к сеноману и устанавливает туронский возраст покрывающего его мела, мергелей и опок.

И. И. Пятницкий (1889$_{1-3}$, 1890), П. Я. Армашевский (1903), П. Н. Чирвинский (1908 и 1913) установили возраст белого мела центральной части впадины как сеноманский. При этом П. И. Пятницкий на основании находок *Belemnitella mucronata* Schloth в песках Обоянского района определил эти пески также как сеноманские. Впоследствии П. Я. Армашевский отнес эти пески к третичным отложениям и неправильно обвинил П. И. Пятницкого в том, что он будто бы спутал третичные пески с меловыми.

В результате многолетних исследований меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины П. И. Пятницкий (1890) пришел к заключению, что белый мел и плотные меловые рухляки относятся к сенону и турону и не могут быть без искусственной натяжки подразделены на ярусы. Далее он отмечает, что уменьшение содержания $CaCO_3$ в меловых породах сверху вниз по разрезу зависит не столько от изменения качества осадков близ берегов мелового моря и его регрессии, сколько от последующих изменений меловых толщ, и что меловые рухляки не составляют особого верхнего или мергельного яруса. «Очень вероятно, что самое обогащение верхних толщ мела посторонними примесями зависит в значительной степени от выщелачивания извести из верхних горизонтов» (стр. 158).

Последний процесс действительно имеет место, но роль его сравнительно невелика. Здесь П. И. Пятницкий, так же как и С. Н. Никитин, сильно преувеличивает значение процессов выщелачивания в образовании мергельных пород. Что касается невозможности расчленения мела на ярусы, то тут П. И. Пятницкий совершил грубую методическую ошибку, допуская, что своими исследованиями он положил предел дальнейшему развитию науки о стратиграфии мела. Это было опровергнуто последующими работами А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и других геологов,

детально расчленивших мергельно-меловую толщу на ярусы и на подъярусы, или зоны. А. Д. Архангельский в 1913 г. на основании фауны, найденной в бассейне рек Десны и Сейма, выделил коньяк (или эмшер), сантон, кампан и маастрихт и установил, таким образом, общность стратиграфии меловых отложений Поволжья и Днепровско-Донецкой впадины. В 1924 г. он со своими сотрудниками находит у с. Дубенки (20 км юго-западнее Старого Оскола) слои с *Pteria tenuicostata* R o e m., позволившие ему разделить сантон на два подъяруса — верхний и нижний.

В это же время О. А. Денисова и В. Н. Крестовников (1924) выделяют в Белгородско-Кочетовском районе подзону с *Belemnitella supramucronata* (*Bel. langei* S c h a t s k y) и слои, переходные от сантона к кампану.

Присутствие среднего альба в Брянской обл. было установлено А. П. Ивановым (1914) по находке *Hoplites* ex gr. *interruptus* B r u g. Этим же автором определена иноцерамовая фауна из мела, мергелей и опок северной части Брянской обл., позволившая установить принадлежность этих пород к турону. В 1928 г. Н. Х. Платонов и П. И. Чирвинский установили хоперский горизонт и определили его возраст как туронско-сантонский. Н. Т. Зонов и Ю. А. Петракович (1934) указали, что возраст хоперского горизонта — верхнемаастрихтский или датский.

С 1928 по 1936 г. выходят описания листов десятиверстных геологических карт. В этих описаниях содержится много сведений о стратиграфии, составе, распространении и тектонике меловых отложений; главным образом в них описывается распространение известных ранее ярусов.

По микрофауне мела имеются опубликованные работы В. Я. Яковлева, П. А. Тутковского (1887, 1925), Б. М. Келлера (1935, 1939), М. Л. Металь-никова (1934), Л. Г. Дайн (1938), О. К. Каптаренко-Черноусовой (1939), М. М. Цапенко (1947) и О. Р. Коноплиной (1951, 2, 1952). В частности, Б. М. Келлером было изучено 28 проб мергельно-меловых пород из всех ярусов, от сеномана по маастрихт включительно, определено 65 видов фораминифер, в том числе описано 6 новых видов, и выделены руководящие формы и ассоциации. Дефектом работы Б. М. Келлера является отсутствие указаний на местонахождения исследованных образцов, несмотря на то, что разрезы, откуда взяты эти образцы, опубликованы О. А. Денисовой и В. Н. Крестовниковым, а также Н. С. Шатским.

Дальнейшие работы по изучению меловых фораминифер Днепровско-Донецкой впадины производились Б. М. Келлером, М. А. Мясниковой, Е. В. Малаховской и С. Д. Ромасько. Эти авторы показали, что число видов фораминифер здесь значительно больше, чем было опубликовано Б. М. Келлером, кроме того, ими уточнена стратиграфия меловых отложений ряда районов. Меловые отложения окраин Донбасса изучались довольно детально Л. Лутугиным (1896), Б. Ф. Мефф ртом (1924) и Н. С. Шатским (1924). Последним было произведено наиболее дробное расчленение мела, которое в основном сохраняется и по настоящее время. Всю толщу меловых пород северной окраины Донбасса Н. С. Шатский разделил следующим образом (индексы наши):

Cm Писк с *Schloenbachia varians* S o w. Распространены западнее с. Нижнего (р. Большая Белянская, дер. Белая Гора)

Tn Мергели с *Inoceramus lamarcki* P a r k . . . . . около 30 м

Cn Мелоподобные мергели с *Inoceramus cardissoides* S o w. . . . . около 25 м

Snt Глинистые мергели и мергелистые глины с *Belemnitella praecursor* S t o l l e y . . . . . 30—40 м

Sm—Cmp Немые белые мелоподобные мергели . . . . . 30—40 м

Cmp Слои с *Belemnitella mucronata* S c h l o t h. . . . . около 100 м

а) слои с *Inoceramus balticus* B ö h m., и *Belemnitella mucronata* S c h l o t h.;

б) слои с *Belemnitella mucronata* S c h l o t h., в которых *Inoceramus balticus* B ö h m отсутствует или встречается исключительно редко

Cmp—Mst Переходные слои с *Belemnitella mucronata* S c h l o t h. и *Belemnitella lanceolata* S c h l o t h. . . . . 20—30 м

Mst Слои с *Belemnitella lanceolata* S c h l o t h. . . . . 70 м

Интересно отметить нахождение Н. С. Шатским в основании сантонских мергелей *Actinocamax granulatus* Blainv. — характерную форму гранулятового мела балтийского сенона. Далее Н. С. Шатский проанализировал распределение фаций верхней части мукронатовой толщи и лонцеолятовых слоев, в результате чего он пришел к выводу, что границы фаций идут примерно параллельно простиранию Донбасса.

Благодаря детальному стратиграфическому расчленению меловых отложений северной окраины Донбасса, Н. С. Шатскому удалось получить ряд новых данных по их тектонике. Меловые слои между Северным Донцом и Луганью, представленные лонцеолятовыми мергелями, залегают горизонтально или почти горизонтально, со слабым наклоном к северу. По контакту с каменноугольными отложениями меловые породы сильно дислоцированы. Тип дислокаций — преимущественно флексуры, которые местами, вероятно, переходят в сбросы. Простирание меловых флексур близко к простиранию слоев карбона, но иногда слои карбона и мела падают в противоположные стороны. Меловые флексуры переходят в сбросо-сдвиги карбона. Н. С. Шатский отмечает две фазы меловых дислокаций — предсантонскую и в самом конце мелового периода.

В. С. Попов (1936) указывает, что меловые отложения вдоль границы их распространения с карбоном дислоцированы еще более резко, чем об этом писал Н. С. Шатский, и что в Лисичанске карбон даже надвинут на мел.

В сборниках «Агрономические руды СССР» (6 томов, 1932—1941), в «Трудах Геологического института при Харьковском университете» (8 томов, 1930—1940), в «Материалах по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины» (2 тома, 1941) и в гидрогеологических обзорах А. А. Дубянского (1937) по Воронежской обл. содержится много нового материала по стратиграфии, составу и тектонике меловых отложений.

В послевоенные годы появились работы К. И. Макова (1946), А. А. Макаренко (1946), М. М. Цапенко (1947), П. П. Михайлова (1947, 1948, 1951), В. Я. Клименко (1950), И. Ю. Лапкина (1940, 1947), И. Ю. Лапкина, С. Е. Черпака и М. В. Чирвинской (1952), О. В. Савчинской (1939, 1940, 1952$_{1, 2}$), О. Р. Коноплиной (1951$_{1, 2}$, 1952) и В. Н. Соболевской (1951), уточняющие тектонику впадины и стратиграфию мела.

Как видно из изложенного, развитие наших знаний о меловых отложениях Днепровско-Донецкой впадины протекало неравномерно и с различной направленностью в разное время — то по линии палеонтологии и стратиграфии, то по линии литологии или тектоники.

До середины XIX столетия геологи и просто путешественники констатировали главным образом распространение пишущего мела и сопровождающих его песков, песчаников, мергелей и глин.

Попытки стратиграфического выделения меловой системы и ее расчленения были тогда основаны преимущественно на петрографических признаках пород. При фациальной изменчивости меловых отложений такой метод привел к тому, что к одним и тем же ярусам были отнесены слои разного возраста. Стратиграфия мела, основанная на палеонтологических данных, начала развиваться с середины прошлого столетия.

Изучение меловых отложений в советский период пошло значительно более ускоренными темпами. При этом, наряду с получением целого ряда новых данных по стратиграфии, было опубликовано большое количество новых геологических работ по тектонике, составу, распространению, полезным ископаемым и подземным водам меловой системы Днепровско-Донецкой впадины. История литологического изучения пород меловой системы рассматривается в соответствующих главах по описанию важнейших типов меловых отложений.

II. СТРАТИГРАФИЯ

Современная стратиграфия меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины построена на результатах работ В. Г. Ерофеева, Э. К. Гофмана, П. П. Пятницкого, Г. А. Радкевича, С. И. Никитина, П. Н. Чирвинского, Л. Лутугина, Б. М. Мефферта, П. С. Шатского, А. П. Иванова, Г. Ф. Мирчинка, А. Д. Архангельского, С. А. Доброва, Б. М. Келлера, Н. Т. Зонова, О. Р. Колокольцовой, П. А. Болховитиной, О. В. Савчинской и П. И. Михайлова.

Стратиграфическая схема меловой системы Днепровской-Донецкой впадины приведена в табл. 1.

К табл. 1 необходимо сделать следующие пояснения:

1. К валанжину здесь, как это принято на платформе, отнесена зона *Berriasella rjasanensis* L a h., которая теперь в Западной Европе выделяется в самостоятельный ярус — берриас.

2. Для готерива, баррема, апта, нижнего альба, верхнего маастрихта и хоперского горизонта руководящих ископаемых в Днепровско-Донецкой впадине не найдено.

3. Подразделения турона на нижний и верхний произведены по петрографическим признакам, и только в Брянской и соседних областях. Здесь нижний турон представлен пишущим мелом, а верхний — опоками, трепелами или мергелями. Эти подразделения турона с европейским стандартом еще не увязаны.

4. Альб часто называют гольтом, а коньяк — эмшером, хотя последними двумя терминами обозначают в Западной Европе не вполне синхронный одновозрастный.

5. Валанжин, готерив и баррем имеют общее название — неоком.

6. Морские и пресноводные слои, залегающие между юрой и альбом в Орловской, Курской и Воронежской обл., обычно называют вельд-аптом. В Западной Европе, откуда взят этот термин, вельдом обозначают пресноводные отложения, соответствующие нашему рязанскому горизонту, представленному морскими осадками и имеющему более точное стратиграфическое определение, чем вельд. Поэтому употребление термина вельд-апт нельзя признать удачным и лучше пользоваться выражением неоком и апт.

7. В последнее время появились заметки (Данышин, 1936; Попов, 1938) о том, будто бы руководящая сантонская форма *Actinocamax verus* M i l l e r встречается в коньяке. Однако четкие доказательства этого приведены не были, так как в том мелу, где эта форма была найдена, типичные коньякские ископаемые не встречены.

8. Кампанский ярус здесь делится на три части по петрографическим признакам. Наиболее полно кампан представлен на северной и южной окраинах Донбасса, где его мощность составляет около 200 м. Здесь нижняя часть кампана представлена мелом или глинистыми мергелями, средняя — кремнеземистыми мергелями, а верхняя — песками и сильно песчанистыми мергелями. Для последней части имеется зональная

Таблица 1

Стратиграфическая схема меловой системы Днепровско-Донецкой впадины

Верхний отдел меловой системы — Cr_2

Ярусы	Индексы	Руководящие органические остатки	
Датский, Dn	Dn	Не найдены	
Маастрихтский, Mst	Mst_2	Не найдены	
	Mst_1	*Belemnitella lanceolata*	
Кампанский, Cmp	Cmp_3	*Belemnitella langei*	
	Cmp_2	*Belemnitella mucronata*	
	Cmp_1	*Belemnitella mucronata*	
Сантонский, Snt	Snt_2	*Pteria tenuicostata*	*Actinocamax verus*, *Belemnitella praecursor*
	Snt_1	*Inoceramus cardissoides*	
Коньякский, Cn	Cn	*Inoceramus involutus* *Gyroidina exculpta*	
Туронский, Tn	Tn_2	*Actinocamax intermedius* *Inoceramus labiatus* *Inoceramus lamarcki* *Gyroidina praeexculpta*	
	Tn_1		
Сеноманский, Cm	Cm	*Schloenbachia varians* *Acanthoceras rhotomagense* *Actinocamax primus*, *Pecten asper* *Globotruncana* aff. *appeninica*	

Нижний отдел меловой системы — Cr_1

Альбский, Alb	Alb_3	*Stoliczkia dispar*, *Mortoniceras inflatum*
	Alb_2	*Hoplites interruptus*
	Alb_1	Не найдены
Аптский, Apt	Apt	Флора хвойных и папоротников
Барремский, Brm	Brm	Не найдены
Готеривский, Ht	Ht	
Валанжинский, Vlng	$Vlng_3$	*Polyptychites keyserlingi*
	$Vlng_2$	*Craspedites glaber*
	$Vlng_1$	*Berriasella (rjasanites) rjasanensis*

руководящая форма — *Belemnitella langei* Schatsky. Она является синонимом *Bel. supramucronata*, установленной О. А. Денисовой и В. Н. Крестовниковым (1924), и *Bel. problematica* О. К. Ланге (1919). Эта форма описана только в 1952 г. в монографии Найдина.

9. На южной окраине Донбасса вместе с *Belemnitella mucronata* встречается и аммонитовая фауна. Сборы окаменелостей произведены мною в 1944 г. и пополнены М. Г. Немировской, А. С. Слоним, Н. П. Михайловым и мною в 1946 г. Оказалось, что в кремнеземистых мергелях, по определениям Н. П. Михайлова (1947, 1948), содержится *Bostrychoceras poliplocum* Roem. и другие руководящие формы маастрихта. Следовательно, средняя и верхняя части толщи, которая в этой работе описана как кампанская, могут быть отнесены к маастрихту.

Н. П. Михайлов (1948) понижает также границу между сантоном и кампаном, включая в последний птериевую зону. В данной работе я пока придерживаюсь стратиграфической схемы А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского с дополнениями Б. М. Келлера по фораминиферам.

10. Хоперский горизонт охватывает верхи маастрихта и, повидимому, заключает в себе еще датский ярус. Судя по присутствию аммонитовой фауны в вольских пластовых фосфоритах хоперского горизонта (сборы М. Г. Матесовой и мои), залегающих на мощной толще маастрихтского пишущего мела, эти фосфориты можно относить только к верхам маастрихта. Покрывающий же фосфориты в Урюпинском и Сумском районах небольшой слой опок, который Н. Т. Зыков включает в хоперский горизонт, отделяется от фосфатно-железорудных слоев небольшим прослоем галек и не содержит аммонитовой фауны. Эти опоки, вероятно, принадлежат уже датскому ярусу.

11. Сантон, кампан и маастрихт в СССР имеют общее название — сенон. При этом сантон именуется нижним сеноном, а кампан и маастрихт — верхним.

Некоторые геологи считают сеноном, согласно Х. Кокану, другие три яруса — коньяк, сантон и кампан.

12. Удовлетворительной стратиграфической увязки границ ярусов меловых отложений, определяемых по макро- и микрофауне, еще не имеется. Границы между сантоном и кампаном, а также между кампаном и маастрихтом, определяемые по фораминиферам, проходят, повидимому, немного ниже тех границ, которые установлены А. Д. Архангельским по макрофауне, и приближаются к схеме Н. П. Михайлова (1951).

III. СОСТАВ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

1. ВАЛАНЖИНСКИЙ ЯРУС

Распространение валанжинских отложений показано на фиг. 1.

На размытой поверхности различных ярусов верхней юры, от келловея по кимеридж, а нередко непосредственно на карбоне или на девоне залегают богатые глауконитом мелкозернистые песчаники с гальками и шероховатыми конкрециями фосфоритов (фиг. 2). В песчанике встречаются отпечатки или ядра *Berriasella* ex gr. *rjasanensis* L a h., *B. michelica* D o g. и двустворок плохой сохранности. Иногда в основании этого слоя встречается прослоек зеленого глауконитового песка. Этот песчаник наблюдали С. А. Добров и А. Э. Константинович в 1936 г. у с. Берды (20 км северо-восточнее г. Сухиничи), где его мощность составляет 0,5—0,6 м. Вероятно, рязанскому горизонту соответствуют зеленые, богатые глауконитом глинистые пески, развитые в бассейне рек Рессеты, Вытебети и Пугри в Брянской и Орловской обл. Мощность этих песков у с. Хвастовичи и с. Ловать достигает 10 м.

В Брянском и Подбужьинском районах под альбскими песками залегают темные глины, вероятно аптские и валанжинские.

На рязанском горизонте, а местами на юрских глинах залегают зеленовато-серые песчанистые слюдистые глины с глауконитом и черными мелкими гальками фосфоритов. Среди этих глин С. А. Добровым и А. Э. Константинович близ с. Богатище (40 км западнее Орла) был найден *Polyptychites* ex gr. *keyserlingi* N o u m. et U h l i g, что дало им основание отнести эти глины к среднему валанжину. В этих же глинах указываются *Craspedites* ex gr. *glaber* N i k., ауцеллы и позвонок ихтиозавра. Мощность глин 7—8 м. Отложения валанжина распространены в бассейне р. Болвы и в Караченском районе. Отсюда они протягиваются, не имея, однако, сплошного распространения, до Курска. При этом мощность их уменьшается до 3—5 м и только у с. Тагин на Оке, повидимому, достигает 12 м.

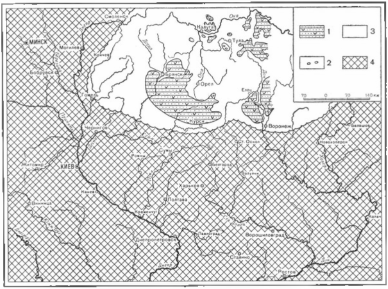
Вероятно, валанжину принадлежат железные руды с. Зиновьева Орловской обл. (50 км на юго-юго-запад от Орла) и окрестностей с. Золотухино Курской обл. (30 км севернее Курска). Эти руды состоят из богатого фосфором сидерита, который частично перешел в бурый железняк. В рудах у с. Золотухино встречаются железистые оолиты.

Более полно валанжин развит в Липецком районе (фиг. 2, *Б*). Он здесь начинается конгломератом, который состоит из фосфоритных галек, заключенных в желтовато-буром железистом песчанике. Гальки хорошо окатаны и некоторые из них источены сверлящими организмами. Наряду с фосфоритными встречаются гальки кремней и бурых железняков. В цементе конгломерата были найдены ауцеллы и другие двустворки, обломки аммонитов, зубы рыб и остатки древесины. П. И. Никшич и Я. А. Олейников (1929) относят этот конгломерат к рязанскому горизонту; мощность его до 0,5 м. Он распространен в южной и северо-восточной части Липец-

кого района и залегает на железисто-оолитовых песчаниках среднего келловея, переходя на более древние зоны.

Выше следуют серо-зеленые мелкозернистые слюдистые пески, также содержащие в основании хорошо окатанные фосфоритные гальки. Мощность этих песков обычно 2—3 м, но местами достигает 10 м.

Валанжин заканчивается слоем железистых песков, обычно мелко-, реже — грубозернистых, мощностью до 10 м. Эти пески переслаиваются с рыхлыми железистыми песчаниками и светлыми пластичными глинами. Песчаники большею частью грубозернистые, мощность их до 8 м. В нижней части песчаников И. И. Никшич и Я. Я. Олейников (1929) нашли



Фиг. 1. Схема распространения валанжинских отложений:

1 — пески и глины с глауконитом; 2 — железистый галечник; 3 — [illegible] юрских отложений, [illegible]; 4 — суша

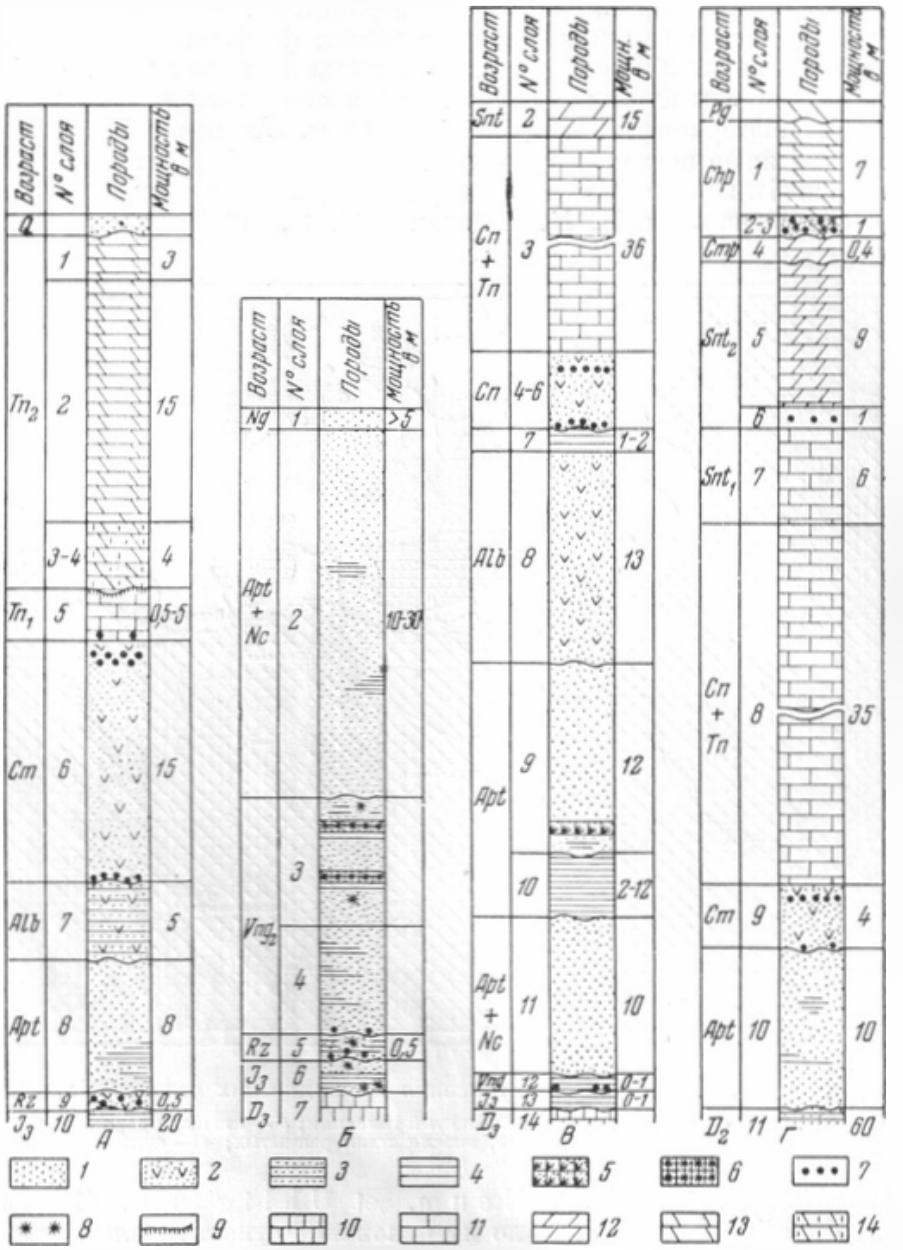
Polyptychites cf. *keyserlingi* Neum. et Uhlig и *P. (Temnoptychites) hoplitoides* Nik. Это дало им основание отнести железистые и подстилающие их серо-зеленые пески к валанжину.

Отложения валанжина в Задонском районе, по р. Слепушке у дер. Карташевки и вблизи с. Воскресеновки, отличаются повышенной глинистостью и местами целиком переходят в желтовато-бурые глины.

В Тульской, Орловской и северной части Воронежской обл. очень широко распространены немые нижнемеловые пески (слой 2 на фиг. 2, *Б*). Какая часть из них относится к валанжину, остается совершенно неясным. Возможно, что этому ярусу принадлежат гравийные пески, подстилающие огнеупорные глины в Латнинском районе (слой 11 на фиг. 2, *В*).

По правобережью р. Оки, вблизи Калуги и между Калугой и Алексиным, известны выходы рязанского горизонта и покрывающих его валанжинских песков и глин (Зонов, 1937). Рязанский горизонт здесь лежит на размытой поверхности юрских и каменноугольных отложений и пред-

ставлен кварцево-глауконитовыми песчаниками, обычно сильно железистыми, с конкрециями сферосидеритов. Кверху песчаники переходят



Фиг. 2. Геологические колонки валанжина и вышележащих отложений:

А — район Жиздра—Зикеево—Сухиничи; *Б* — Липецкий район; *В* — Латнинский район Воронежской обл.; *Г* — Калачеевский район Воронежской обл.; *1* — песок кварцевый; *2* — песок кварцевый с глауконитом; *3* — глина песчанистая; *4* — глина; *5* — песчаник с кварцевым цементом; *6* — песчаник железистый; *7* — фосфориты; *8* — железистость в породах; *9* — ризолиты; *10* — известняк; *11* — мел; *12* — мергель; *13* — опоки и трепелы бескарбонатные; *14* — опоки и трепелы карбонатные

в плиту кварцево-глауконитового фосфорита (20—25% P_2O_5) с *Berriasella rjasanensis* L a h., *Craspedites* sp. и обломками раковин двустворчатых и брюхоногих моллюсков, плеченогих и с остатками губок и серпулид.

Выше залегают светлые тонкозернистые пески с прослойками темных глин и конкрециями сидеритов и бурых железняков, которые относятся, вероятно, к валанжину и, может быть, частью к готериву.

Немного южнее г. Тулы, в Щекинском районе, рязанский горизонт представлен бурыми песчанистыми железняками или железистыми песчаниками, с гальками фосфоритов и кремней в основании (Зонов, 1937).

Очевидно, во время валанжина в Тульском районе были острова, от размывания которых получились галечники, а в заливах или в лагунах накоплялись бурые железняки (может быть сидериты) и железистые песчаники.

Восточнее Тулы валанжин представлен кварцево-глауконитовыми песками с одним или несколькими прослоями фосфоритов. Глауконит, в изобилии присутствующий в низах толщи, кверху почти исчезает.

В центральной и южной частях Днепровско-Донецкой впадины заведомо валанжинские отложения не установлены, и непосредственно на юру в большинстве случаев налегают альбские пески.

Однако возможно, что к валанжину, по крайней мере частью, относятся красноцветные глины, известные в Путивле (Новик, 1949), в Краматорском и Славянском районах Донбасса и в ряде мест осевой части Днепровско-Донецкой впадины (Лапкин, 1940, 1947).

Очевидно, в валанжине территория Днепровско-Донецкой впадины была сушей. Море захватывало только ее северную окраину и притом было неглубоким. Оно дважды трансгрессировало сюда из Подмосковной котловины — в рязанский век и в среднем валанжине. К концу валанжина море отступило отсюда в область Поволжья.

2. ГОТЕРИВ, БАРРЕМ И АПТ

Охарактеризованные фауной, заведомо валанжинские отложения в Липецком районе (фиг. 3) покрываются континентальной свитой светлых кварцевых песков и песчаников с прослоями огнеупорных глин (фиг. 2, *Б*, слой 2). В более южных районах эта свита залегает под песками среднего альба (фиг. 2, *В*, слой 9—11). Следовательно, ее стратиграфическое положение определяется от верхнего валанжина по нижний альб включительно.

Более точное суждение о ее возрасте дают растительные остатки, встречающиеся в песчаниках и глинах Липецкого и Латнинского районов. В. Д. Принада (1938) определил среди них отпечатки папоротников и хвойных и пришел к заключению о их принадлежности к аптскому веку.

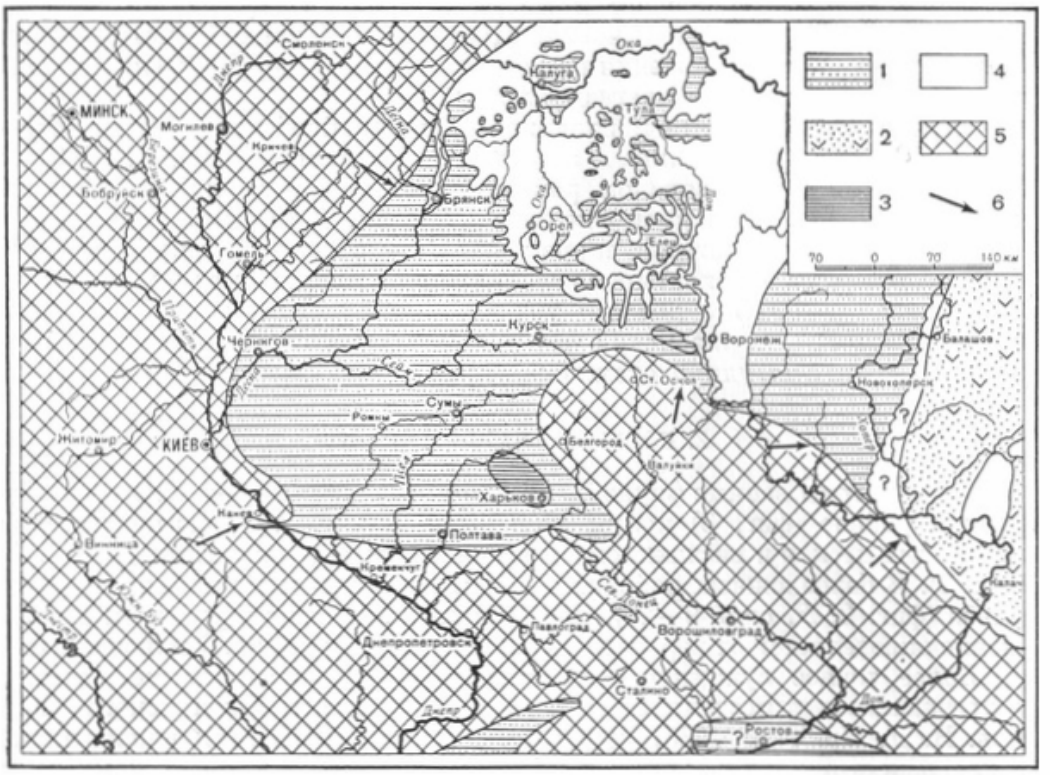
П. А. Болховитина (1951) в образцах огнеупорных глин и лигнитов, собранных автором в с. Латная и с. Черемисиново, нашла большое количество спор и пыльцы, принадлежащих различным видам растений, по ее мнению, также аптского возраста. Аналогичные споры и пыльцу определила С. Н. Наумова в лигнитах из харьковской буровой скважины. По буровой скважине на ст. Куриковка в подсеноманских песках давно уже известны лигниты, которые теперь, параллелизуя с харьковскими, можно относить к апту.

Этим, пожалуй, исчерпываются все прямые и косвенные данные о возрасте меловой континентальной свиты Днепровско-Донецкой впадины.

Ее состав нам также очень мало известен. В Латнинском районе (фиг. 2, *В*) нижняя часть свиты состоит из гравия или гравийных кварцевых песков с косой слоистостью типа потока. Прослоечки (слойки) гравия падают преимущественно к северу, что указывает на существовавшее здесь ранее течение в этом направлении. Зерна гравия грубо окатаны, почти исключительно кварцевые. Полевые шпаты встречаются очень редко. Гравий большей частью имеет светлосерый цвет, но нередко окрашен окислами железа в ржаво-желтые тона. Под глинами были встречены участки яркожелтых песков, окраска которых обязана примеси порошковатой серы. Это неправильной формы более или менее округлые, обогащенные серой скопления, достигающие 10—30 см в поперечнике.

Граница их с окружающим гравием перезкая. На сите 0,25 мм серя легко отделяется от гравия. От спички она загорается, издавая запах сернистого газа.

К северу и северо-западу от с. Латная гравий сменяется песками, сначала крупными, а потом более мелкими. Таким образом, косая слоистость и изменения крупности песков указывают на то, что ранее здесь существовала река северного или северо-восточного направления. Первоисточником гравия в таком случае мог быть только Воронежский



Фиг. 3. Схема распространения отложений готерива, баррема и апта:

1 — пресноводные пески и глины; *2* — морские пески; *3* — глины с лигнитом; *4* — площади вероятного накопления отложений, впоследствии размытых; *5* — суша; *6* — направление сноса терригенного материала

кристаллический массив. На близость материнских пород указывает также сравнительно грубая окатанность даже крупных зерен.

Непосредственно на границе или отделяясь от него прослоем средне- и мелкозернистых тонкослоистых белых «настилообразных» кварцевых песков, залегают линзы огнеупорных глин, протяженность которых иногда превосходит 10 км. Форма линз в плане еще не вполне ясна. Латнинская глина (Земятченский, 1927; Кумани, 1933) состоит из каолинита с примесью гидрослюд, зерен кварца, пирита, гидроокисей железа и органических веществ. Текстура ее мраморовидная, местами однородная или слоистая. В глине изредка встречаются линзочки кварцевого песка, лигнита или черной глины («чернуха»), обломки обугленной древесины и конкреции пирита или марказита.

Глины покрываются белыми однородными мелкозернистыми кварцевыми песками с линзами белых кварцевых песчаников. Гидроокиси железа в виде неправильных разводов и трубок окрашивают пески и песчаники в ржаво-желтые тона. В качестве цемента этих песчаников служит

регенерированный кварц. Количество цемента небольшое, поэтому песчаники пористы и не очень твердые.

В других районах — Касторенском, Советском, Курском, Чириковском, Хотынецком и у г. Орла — аптские глины, обладая хорошей пластичностью, содержат много примесей зерен кварца и гидроокисей железа. Большинство их относится к группе тугоплавких глин. Аптские глины в районе Брянска и Подбужья еще плохо отчленяются от валанжинских.

Наиболее восточным пунктом, где известны аптские пески и огнеупорные глины, является Новохоперский район (фиг. 2, *Г*). Здесь они наблюдались у совхоза им. Молотова.

На западе Днепровско-Донецкой впадины, в Каневском районе, вероятно, к апту относятся белые подальбские каолиновые глины и грубозернистые кварцевые пески — «слои Выржиковского».

Накопление огнеупорных и других аптских глин происходило в старицах, болотах или проточных озерах. Обилие растительных остатков, ничтожное количество полевых шпатов и сильная их разложенность, а также отсутствие не только растворимых солей и гипса, но даже карбонатных отложений свидетельствуют о влажном и теплом климате аптского века. Это подтверждается также составом флоры папоротников и хвойных.

Таким образом, в валанжине, готериве, барреме и апте территория Днепровско-Донецкой впадины была сушей, северный край которой временами покрывался морем. Только в осевой части впадины, на линии Чириковка—Харьков—Славянск, замечается небольшой пресноводный бассейн, в котором отлагались глины с лигнитами и, может быть, красноцветы.

3. АЛЬБСКИЙ ЯРУС

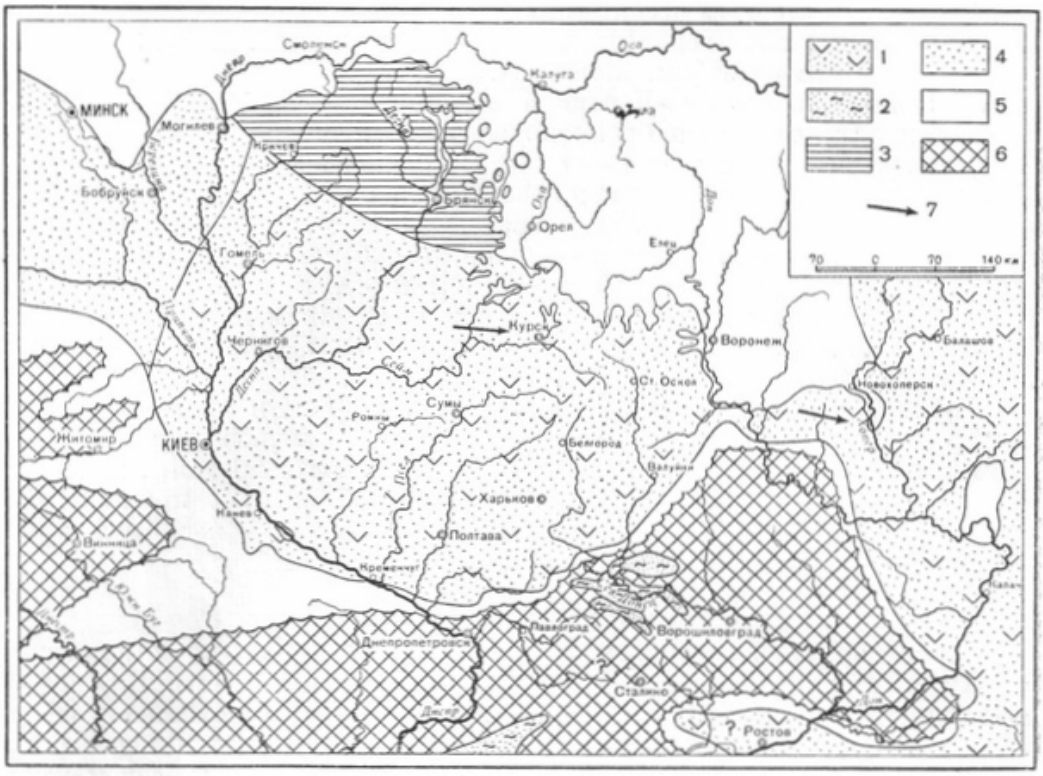
Отложения альбского яруса широко распространены (фиг. 4); они разделяются на ряд зон и по составу довольно разнообразны. Во многих местах принадлежность их к той или иной зоне неясна, что весьма затрудняет фациальные сопоставления. Так, например, совершенно неизвестно, куда относить карбонатные глины, залегающие под заведомо сеноманскими песками в Киеве. Неясна также граница между сеноманом и альбом в Каневе, нет никаких определенных доказательств принадлежности спонголитовых песчаников Плюма, Кременчуга и Полтавы к сеноману; возможно также, что подстилающие их континентальные пески более древние, чем альб. Довольно условно отнесение к альбу толщи песков в Новохоперском районе и в излучине Дона. Совсем неясны стратиграфические границы альба, пройденного буровыми скважинами на большей части территории впадины.

Впервые альбская фауна была найдена Г. А. Радьевичем (1894, 1900$_1$) в районе Канева. Среди нее он определил *Mortoniceras inflatum* Sow. и *Stolyczkia dispar* d'Orb., которые являются руководящими формами двух самых верхних зон верхнего альба. Эта и сопутствующая ей другая фауна каневского альба собраны преимущественно в Хибином овраге и представлены ядрами моллюсков, залегающими в песке или в зеленовато-сером мелкозернистом песчанике. Эти песчаники состоят из зерен кварца и глауконита, сцементированных халцедоном и отчасти опалом. В песчанике содержится большое количество отпечатков спикул губок. Сами спикулы растворены, а образовавшиеся поры заполнены халцедоном. Средний диаметр зерен кварца и глауконита 0,1 мм. Полевые шпаты и акцессорные минералы редки. В песках, среди которых залегают песчаники, изредка встречаются призмочки морденита.

На северной окраине впадины известны лишь редкие находки альбской фауны. В осыпи фосфоритов у с. Гостомли (45 км юго-западнее Орла)

А. П. Павлов (1901) нашел альбского аммонита *Desmoceras mayorianum* d' O r b. Эта форма, вероятно, происходит из сеноманского базального галечника.

В Станкинском районе на р. Сож к альбу отнесены белые кварцевые пески с глауконитом, подстилающие сеноман (фиг. 5, *А*).



Фиг. 4. Схема распространения альбских отложений:

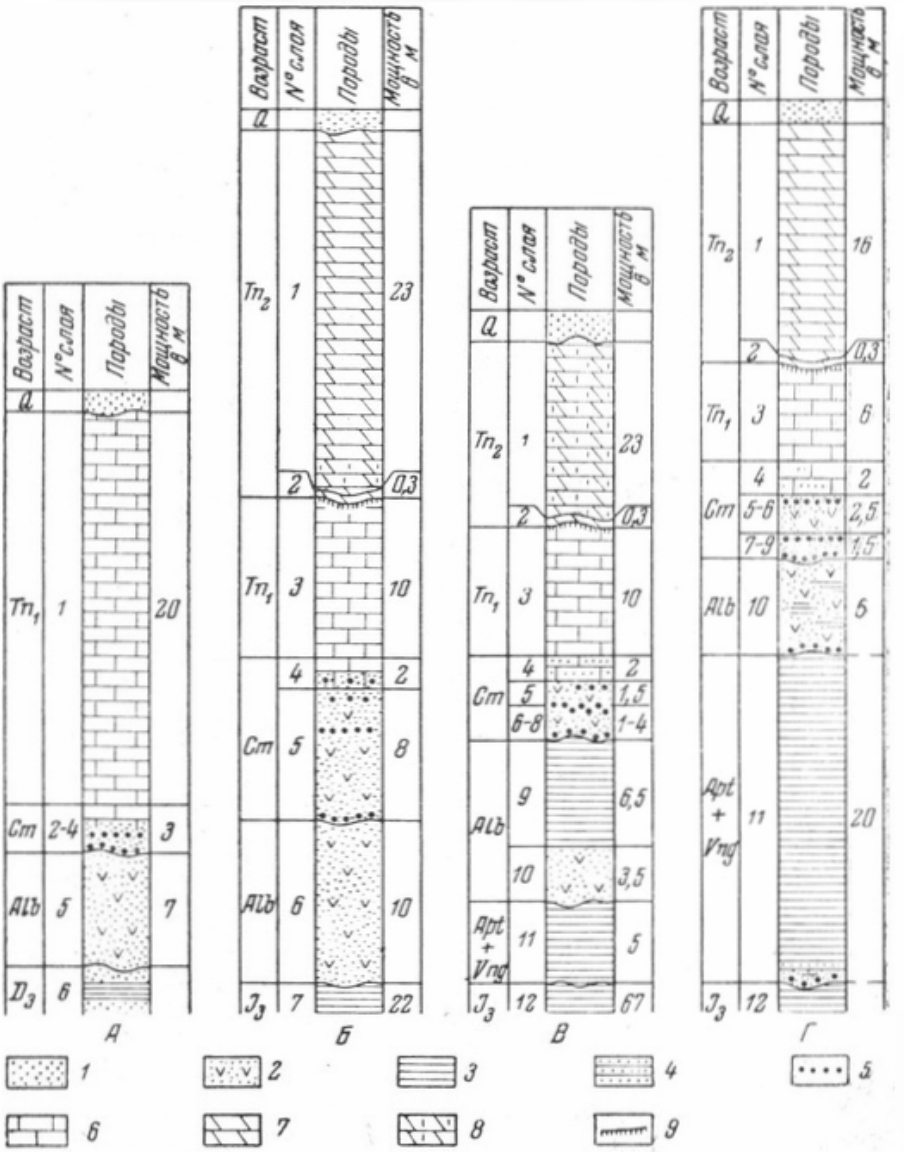
1 — [illegible]; 2 — пески и глины [illegible]; 3 — глины морские; 4 — предполагаемое распространение морских отложений; 5 — площади вероятного нахождения морских отложений, вероятно размытых; 6 — суша; 7 — направление морских течений

В 1914 г. А. П. Иванов (1914) в отвалах колодца у с. Халино (40 км восточнее Рославля) среди фосфоритов разных типов нашел *Hoplites* ex gr. *interruptus* B r u g, указывающего на присутствие здесь пород среднего альба (фиг. 5, *Б*). Двадцать лет спустя такие же аммониты были найдены П. П. Климентовым.

Среди окатанных тонкопесчанистых фосфоритных галек основания сеномана в Курском районе мною был найден *Mortoniceras* (*Schloenbachia*) cf. *inflatum* S o w. — форма верхнего альба. В основном сеноманском галечнике Курской и Брянской обл. часто встречаются гальки фосфатизованного диатомита, весьма сходные с теми, которые широко распространены в основании верхнего альба Тамбовской, Ульяновской и Саратовской обл.

Очевидно, на северной окраине впадины верхний альб целиком или почти целиком размыт и от него остались только фосфоритные гальки, залегающие в основании сеномана. В таком случае к среднему альбу мы должны относить подсеноманскую толщу белых кварцевых песков Курской обл. и покрывающие ее черные глины, которые распространены больше в Брянской обл. (фиг. 5, *В* и *Г*).

Альбские пески состоят почти целиком из кварца, с незначительной примесью полевых шпатов, глауконита и акцессорных минералов. Зерна кварца крупнее 0,2 мм, хорошо окатаны. В Брянском районе и в западных районах Курской обл. белые пески преимущественно крупно-



Фиг. 5. Геологические колонки альба и вышележащих отложений:

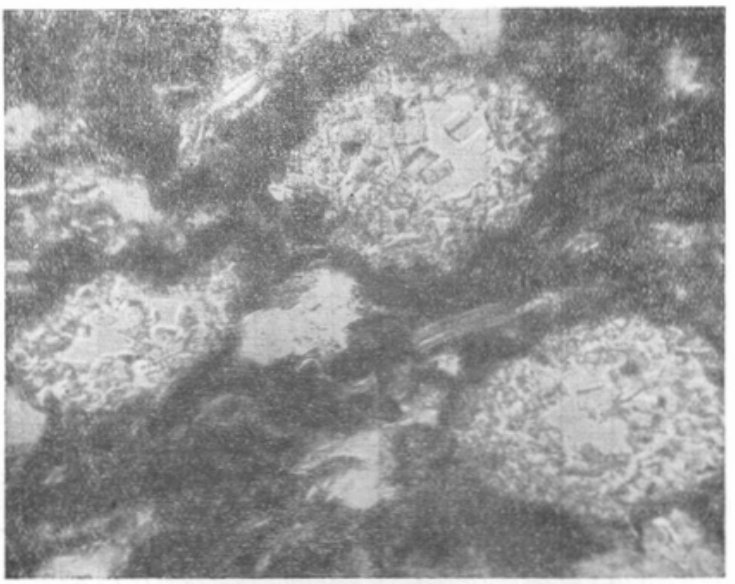
А — Стайкинский район, в 50 км северо-западнее Воронежа; Б — верховья р. Десны; В — Брянский район; Г — Плавутинский район, в 60 км на восток-северо-восток от Брянска. 1 — пески; 2 — пески кварцевые с глауконитом; 3 — глины; 4 — глины песчанистые; 5 — фосфориты; 6 — мел; 7 — опоки и трепелы; 8 — опоки карбонатные; 9 — аргиллиты

зернисты и содержат прослои гравия. В восточном направлении крупность их постепенно уменьшается — в Курском районе они большею частью мелкозернисты, в Щиграх — тонкозернисты и содержат много пластинок мусковита, а на Дону близ Воронежа они становятся зеленовато-серыми глинистыми, сильно слюдистыми и неоднородно-мелкими.

Наряду с уменьшением крупности кварцевых зерен белых песков, в восточном направлении увеличивается содержание глауконита: с 0,5—1% у Курска и до 6—10% у Воронежа.

В песках нередко встречаются крупные караваи или линзы кварцевых песчаников мощностью до 5 м. Цемент песчаников — регенерированный кварц.

В Новохоперском районе альб представлен снова грубозернистыми песками с хорошо выраженной косой слоистостью типа потока. Прослойки в этих песках падают к востоку и юго-востоку, что определенно указывает на прежнее существование течения в этом направлении. Пески и здесь состоят почти целиком из кварца, но содержание глауконита в них 3—5%. Зерна глауконита обычно крупные, 0,2—0,5 мм в диаметре, почковидные.



Фиг. 6. Микрофотография шлифа альбской глины из района Брянска; поры в глине выполнены кристалликами мордснита. Ув. 200, без анализатора

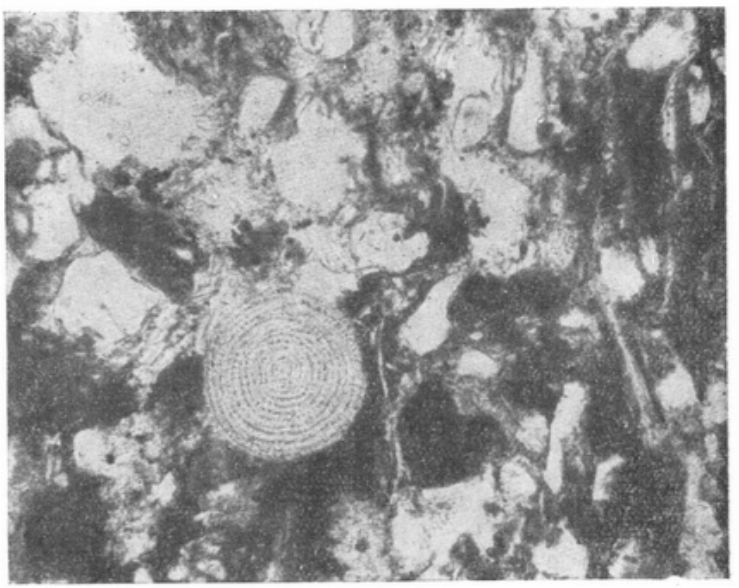
Косая слоистость в альбских песках имеется у с. Яхрома, севернее Москвы. Здесь прослойки песка также падают к востоку и юго-востоку. Очевидно, и в Московской обл. существовало морское течение восточного или юго-восточного направления.

Основываясь на данных изменения крупности песков и принимая во внимание направление древних морских течений, можно сделать вывод, что материнские породы, дающие белые пески Курской обл., находились западнее Курска и, вероятно, западнее Гомеля и Чернигова, скорее всего — на северной окраине Украинского кристаллического массива. Первоисточником для образования белых песков Новохоперского района и Доно-Медведицкого пола, очевидно, служил Воронежский массив и покрывавшие его нижнемеловые пески.

Фауна белых песков крайне бедна, что, вероятно, зависит главным образом от неблагоприятных условий ее сохранения. В них изредка остатки фосфатных раковин *Lingula* sp., отпечатки *Exogyra haliotidea* Sow., следы спикул губок и ходы илоядных или песчаных животных — вероятно червей. Более обильная фауна двустворок из Семилукских каньонов еще не изучена.

Об условиях образования белых песков можно сказать не много. Они накоплялись в неглубоком морском бассейне с сильным течением юго-

восточного направления. Допуская существование такого течения, вполне естественно предполагать, что оно возникло не в замкнутом или полузамкнутом бассейне, а шло из альбского моря Польши и Подолии, вдоль долины современной Припяти и через проливы среди возвышенностей Украинской кристаллической плиты. Таким образом, приходится допускать связь среднерусского альбского моря с морем Польши и Подолии. Это не согласуется с палеогеографическими построениями А. Д. Архангельского (1924), который западную границу альбского моря Русской платформы проводит примерно по течению Днепра, но вполне совпадает с представлениями А. П. Павлова (1936) и новыми данными О. В. Савчинской (1939), основанными на сходстве альбской фауны Подолии, Западной Украины, Польши и Русской платформы.



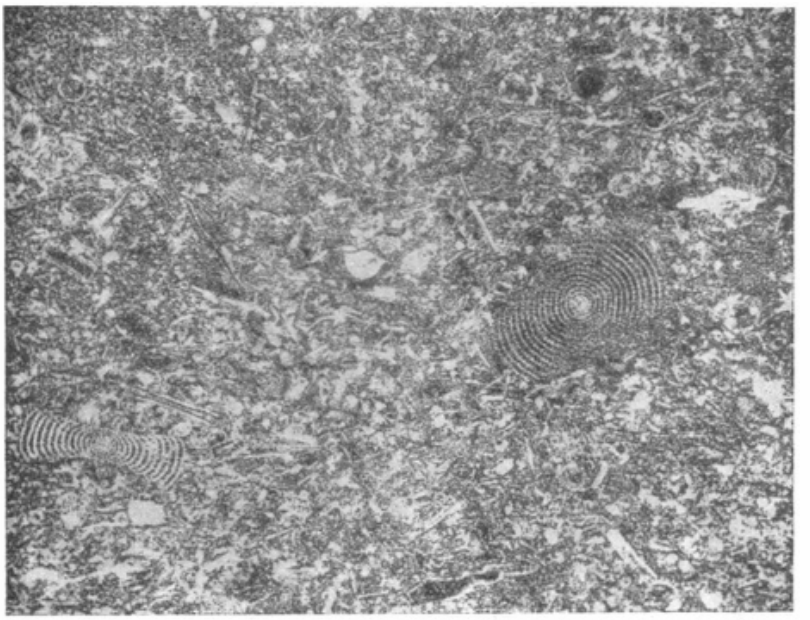
Фиг. 7. Микрофотография шлифа альбской глины из района Брянска, с зернами кварца и шаровидной радиолярией. Ув. 100, без анализатора.

Черные глины, покрывающие альбские пески в Брянском районе (фиг. 5, *В*), состоят из глауконитоподобного глинистого вещества, зерен кварца, глауконита и чешуек мусковита и биотита. В порах глин изредка встречаются призмочки марказита (фиг. 6). Кроме того, в глине присутствуют рассеянный пирит и органическое вещество. Средний диаметр зерен кварца и глауконита около 0,08 мм. Шаровидные и, реже, башенковидные опаловые панцыри радиолярий то тут, то там попадаются в шлифе (фиг. 7).

Следы среднего и верхнего альба на северной окраине впадины сохранились в виде фосфоритных галек, залегающих в основании сеномана. Среди этих галек четко различаются две генерации фосфоритов: 1) хорошо окатанные плоские гальки глинистой разновидности и 2) менее окатанные гальки тонкопесчанистой разновидности. В шлифе видно, что гальки первой генерации состоят из коллоидального курскита с небольшой примесью мельчайших зерен кварца и глауконита, листочков мусковита и с обильными остатками диатомовых водорослей (фиг. 8) и, реже, радиолярий. По своей пористости, легкости, цвету и обилию остатков диатомей фосфориты этой генерации нередко имеют вид настоящего диатомита, но оказывается, что они состоят не из кремнезема, а из фосфата и содержат до 28% P_2O_5.

В центре некоторых галек имеется фосфат серого цвета, мягкий, трепеловидный. Иногда его так много, что он составляет бо́льшую часть гальки. Размеры гальки обычно 1—5 см по длинной оси.

Гальки первой генерации распространены по северному крылу впадины, на пространстве от р. Сож до Хопра. Трепеловидные разности встречаются в Щигровском и Курском районах. Как по своему внешнему виду, так и по содержащимся микроорганизмам все эти гальки весьма сходны с фосфоритами, которые распространены, также в виде галек, в основании верхнего альба в Тамбовской, Ульяновской и Саратовской обл. Эти фосфориты происходят из среднего альба. Аналогичные им фосфоритные гальки первой генерации в Брянской, Курской и Воронежской обл. также, вероятно, среднеальбские.



Фиг. 8. Микрофотография шлифа хорошо окатанной гальки глинистого фосфорита Ув. 70, без анализатора

Гальки фосфоритов второй генерации имеют обычно 2—4 см в диаметре и по составу весьма разнообразны. Часть из них составляет переход от песчанистых фосфоритов к глинистым. Местами песчанистые гальки сцементированы в плиту таким же или близким по составу песчанистым фосфоритом. Такая плита вместе с выросшими на ней губками носит явные следы шлифовки, а ее обломки окатаны.

Гальки состоят из аморфного и радиально-лучистого курскита с примесью глауконита, мусковита и большого количества зерен кварца. Встречаются микроклин, гранат, магнетит, мусковит и пирит. Размеры зерен глауконита обычно 0.1 мм, кварца 0,1—0,2 мм, содержится глауконита 5%, кварца 35—40%, курскита 51%, прочих примесей 6—7%. Курскит преобладает аморфный, окрашен в темносерый цвет примесью органического вещества. Радиально-лучистый курскит встречается только в сильно песчанистых разностях, и то в небольшом количестве. Из органических остатков довольно часты шаровидные радиолярии и очень редки башенковидные (фиг. 9). Наряду с фосфоритными гальками часто встречаются фосфатизованные обломки окатанной и источенной древесины, фосфатизованные губки, раковины и ядра двустворок и аммонитов. Из них раковины двустворок — цирина, арка и панопея — фосфатизованы,

а раковины устриц остались кальцитовыми. Находка *Schloenbachia* cf. *inflata* Sow. в фосфоритных гальках второй генерации указывает на принадлежность их к верхнему альбу. Эти гальки широко распространены в северной части Днепровско-Донецкой впадины и встречаются на северо-западной окраине Донбасса. Присутствие радиолярий в таких гальках из г. Иаюма заставляет сомневаться в принадлежности подстилающих их песков и спонголитовых песчаников сеноману.

Приведенные факты позволяют сделать вывод, что хотя в течение альба море и захватило значительную часть впадины (фиг. 4), но оно повсюду было мелким, и сколько-нибудь существенное погружение по осевой линии будущего прогиба еще не происходило.

Фиг. 9. Микрофотография шлифа слабо окатанной гальки песчанистого фосфорита. Ув. 70, без анализатора

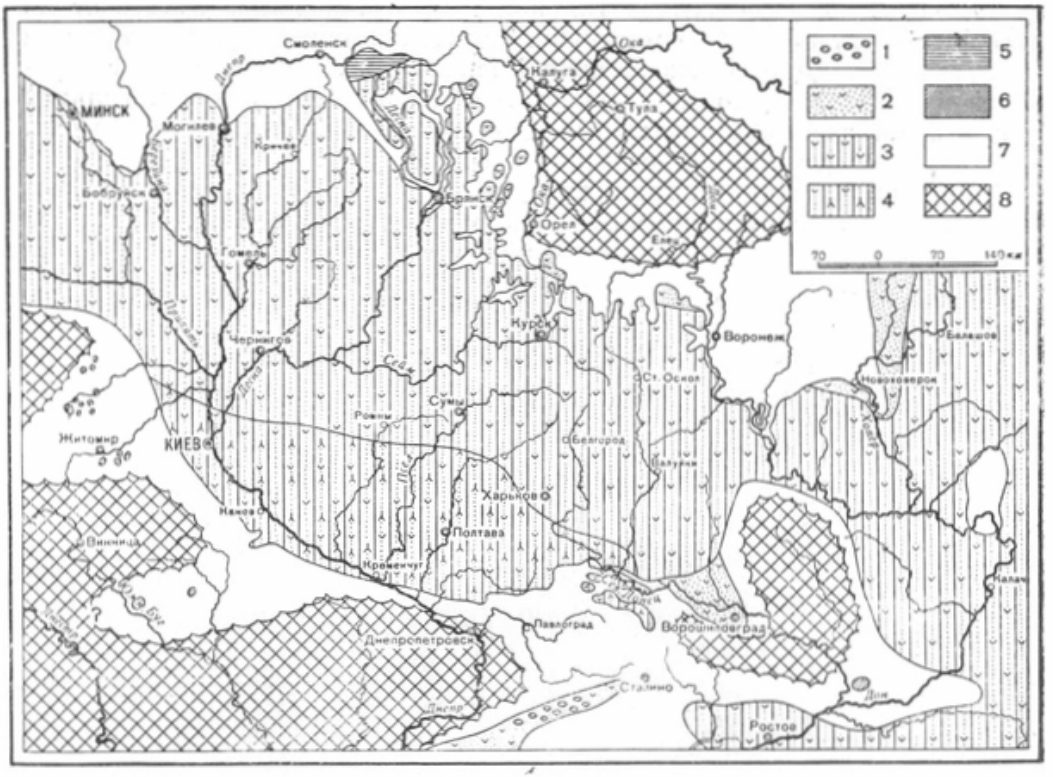
К юго-востоку от Донбасса, по данным А. Я. Дубинского (1951), в течение альба и частью сеномана была суша с каолиновой корой выветривания.

4. СЕНОМАНСКИЙ ЯРУС

Для пород сеноманского яруса характерно чрезвычайно большое однообразие не только на огромном пространстве Днепровско-Донецкой впадины (фиг. 10), но, пожалуй, и на всей Русской платформе. Нижняя часть сеномана состоит из песков с фосфоритами, верхняя — чаще всего из песчанистого мела, тоже содержащего рассеянные фосфоритные конкреции. Такое большое однообразие сеномана затрудняет выявление его фациальных особенностей.

А. Белоруссия

В Бобруйском районе сеноман наблюдался в ледниковых отторженцах. Он представлен мелкозернистыми кварцевыми песками с глауконитом (около 25%) и фосфоритами. В верхней части слоя пески известковистые, а еще выше они переходят в песчанистый мел. Некоторое представление об условиях образования фосфоритов дает характер их нерастворимого остатка.



Фиг. 10. Схема распространения сеноманских отложений:

1 — галечники; *2* — пески кварцевые с глауконитом; *3* — внизу пески кварцевые с глауконитом, вверху — песчанистый мел; *4* — внизу пески кварцевые с глауконитом и спонголитами или гезами, вверху — песчанистый мел; *5* — глины; *6* — окремнелые породы; *7* — площади вероятного накопления морских отложений, впоследствии размытых; *8* — суша

Нерастворимый остаток фосфоритов получался следующим образом. Один килограмм конкреций измельчали до трех миллиметров. Навеску в 50 г измельченного фосфорита помещали в батарейный стакан с 2,5 л 5%-ной HCl. Растворение производилось в течение одного часа при комнатной температуре и при энергичном размешивании пропеллерной мешалкой, приводимой в движение электромотором. В таких условиях фосфат кальция и кальцит растворяются полностью, в то время как силикаты и окислы железа и алюминия затрагиваются в минимальной степени. Сразу же после растворения в этом стакане производилось отмучивание фракции меньше 0,01 мм. Класс крупнее 0,01 мм рассеивался на ситах всухую. Минералы подсчитывались в зернах под бинокуляром. Процент нерастворимого остатка определяли в отдельной навеске.

Изученный таким методом минеральный состав нерастворимого остатка верхнего слоя бобруйских фосфоритов из пос. Охотичи (32 км северо-восточнее Бобруйска) приведен в табл. 2.

Вместе с кварцем подсчитаны полевые шпаты; количество их ничтожно. В число прочих входят акцессорные минералы и комочки глины. Сумма соответствует процентному выходу фракций.

Из табл. 2 видно, что песок — мелкозернистый. Главная масса зерен попадает в фракции 0,25—0,10 мм; глауконит тяготеет к более мелким фракциям, чем кварц. Содержание глауконита в песке довольно высокое — 24,19%.

Механический состав сеноманских песков, по данным С. С. Маляревич и М. М. Цапенко (1934), такой же, как и нерастворимого остатка фосфо-

Таблица 2

Минеральный состав фракций нерастворимого остатка бобруйских фосфоритов (в %)

(Нерастворимый остаток составляет 53,57%)

Минералы	Фракции в мм							
	>1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	>0,01	<0,01
Кварц	0,16	0,15	6,31	48,51	2,20	1,39	61,62	—
Глауконит	0,00	0,002	0,44	17,10	3,94	1,31	24,19	—
Лимонит	0,00	0,00	0,00	0,03	0,31	0,04	0,08	—
Следы	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	—
Прочие	0,00	0,001	0,03	0,11	0,05	0,02	0,21	—
Сумма	0,16	0,15	6,78	65,75	6,62	2,67	86,13	13,87

ритов в нашем анализе. Химический состав фосфоритов и вмещающего их песка, согласно данным этих же авторов, представлен в табл. 3.

Таблица 3

Химический состав фосфоритов и вмещающих их песков пос. Охотичи Бобруйского района

№ об-разца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	MnO	SO_3	P_2O_5	CO_2	R_2O	Потери при прок.	Сумма
1	32,11	0,64	2,75	32,75	1,08	0,07	1,87	19,55	3,61	1,87	2,07	99,97
2	38,00	0,70	3,39	28,88	0,72	0,01	2,00	17,41	2,75	1,96	2,64	99,06
3	45,77	1,17	4,75	28,10	1,27	Следы	2,03	14,08	2,73	1,97	2,44	99,37
4	82,18	4,31	3,75	1,43	0,96	»	0,14	0,39	Нет	2,10	2,10	100,19

(1 и 2 — фосфориты нижнего слоя; 3 — фосфориты верхнего слоя; 4 — зеленовато-серый песок.

Эти анализы показывают, что фосфориты нижнего слоя богаче фосфатом, чем фосфориты верхнего, и отношение $CO_2:P_2O_5$ равно 0,18—0,19, что отвечает курскиту. При микроскопическом изучении фосфоритов кальцит в них не обнаружен.

Километрах в 70 севернее пос. Охотичи, недалеко от мест. Тетерин, в морене найдены тонкопесчанистые фосфориты, очень сходные с бобруйскими. Очевидно, берег сеноманского моря проходил значительно севернее мест. Тетерин.

В верховьях р. Сож, у дер. Стайки (фиг. 5, *А*), фосфориты находятся в форме желваков и фосфоритной плиты. Механический анализ нерастворимого остатка этой плиты и минеральный состав фракций представлены в табл. 4.

Как видно из этой таблицы, песок фосфоритной плиты — неоднородно-мелкозернистый, глинистый, с примесью кварцевого гравия и значительным содержанием глауконита — в среднем около 20%. Окатанность зерен кварца, имеющих размеры $> 0{,}1$ мм, хорошая. Примесь полевого шпата ничтожна.

Таблица 4

Минеральный состав фракции нерастворимого остатка фосфоритной плиты из дер. Стайки на р. Сож (в %)

(Нерастворимый остаток составляет 48,57%)

Минералы	Фракции в мм							
	>1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	>0,01	<0,01
Кварц	2,50	1,87	20,79	38,08	2,24	1,22	66,70	—
Глауконит	0,00	0,01	1,99	13,22	2,80	0,74	18,76	—
Лимонит	0,01	0,00	0,07	0,12	0,10	0,09	0,39	—
Слюды	0,00	0,00	0,00	0,01	0,08	0,01	0,05	—
Прочие	0,09	0,01	0,12	0,23	0,07	0,03	0,55	—
Сумма	2,60	1,89	22,97	51,66	5,24	2,09	86,45	19,55

Километрах в 25 ниже по р. Сож, у г. Кричева, сеноманские пески, по данным Н. Ф. Лобановой, имеют следующий механический состав (табл. 5).

Таблица 5

Механический состав сеноманских песков в г. Кричеве (в %)

Часть слоя	Мощность в м	Фракции в мм				
		>0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01
Верхняя	1,0	2,03	19,45	62,61	5,89	10,02
Нижняя	1,1	0,86	17,59	67,59	5,12	8,84

Как видно из таблицы, сеноманские пески в Кричеве немного мельче, чем в 25 км выше по р. Сож.

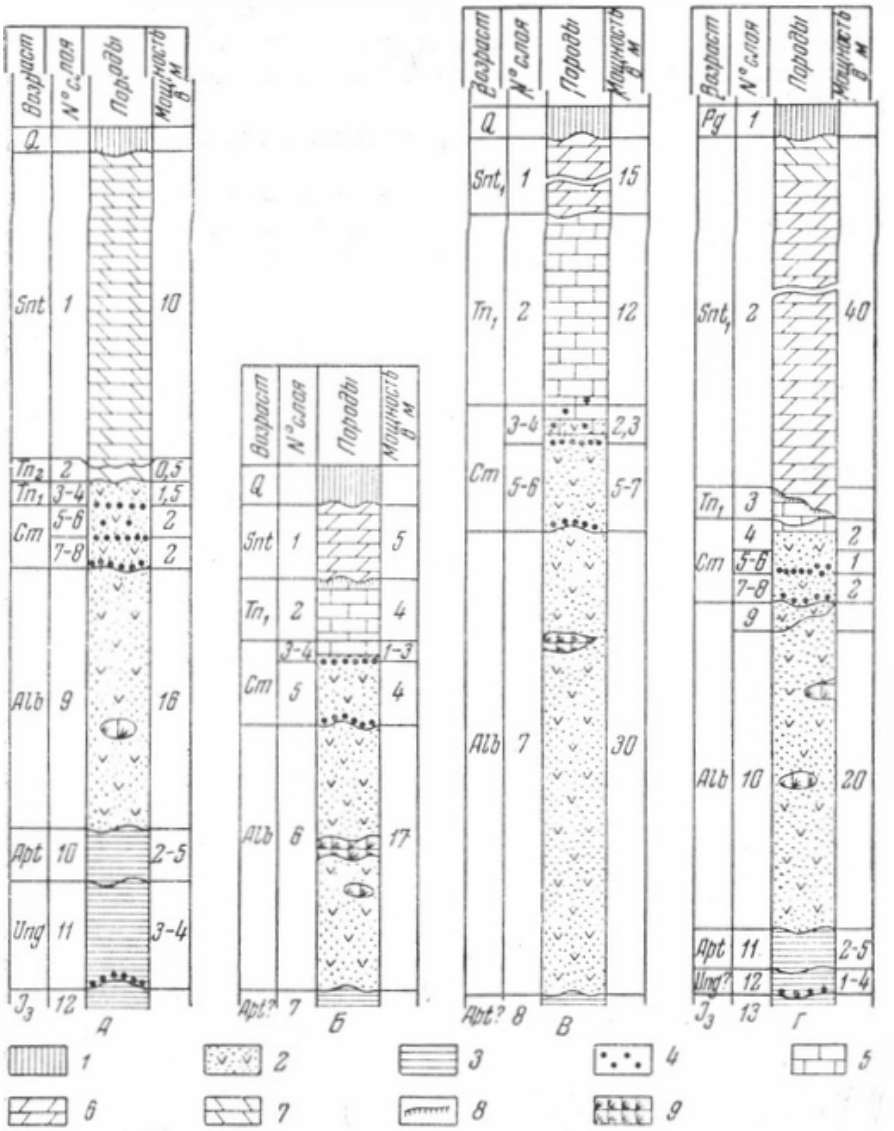
Б. Северная окраина впадины

По всей северной окраине впадины сеноман залегает преимущественно на белых кварцевых песках альбского яруса. Только в северо-западной ее части он трансгрессивно налегает на более древние отложения. Так, в Брянске сеноман залегает на темных альбских глинах, далее к северу и северо-западу он переходит на юру и карбон, а в бассейне р. Сож — на девон. Между верховьями Сожа и Десны, по данным Д. И. Погуляева, сеноман размыт.

Строение сеномана в разных районах довольно однообразно (фиг. 2, 5 и 11). Начиная сверху, он разделяется на следующие слои или горизонты:

1. Песчанистый мел с редко рассеянными фосфоритными конкрециями.
2. Верхний фосфоритный горизонт — шероховатые фосфоритные конкреции, залегающие в [illegible] пластинчатом песке.
3. Песок зеленовато-серый, кварцевый, с глауконитом.
4. Средний фосфоритный горизонт — фосфоритные желваки, переходящие в фосфоритную плиту. В середине этого слоя местами встречаются фосфоритные гальки.
5. Песок зеленовато-серый, кварцевый, с глауконитом.
6. Нижний фосфоритный горизонт — фосфоритный галечник.

Пески, включающие фосфориты и залегающие между фосфоритными слоями, а также песчинки, включенные в шероховатые фосфоритные конкреции, состоят из кварца, глауконита, полевых шпатов, акцессорных минералов, глинистых частиц и гидроокисей железа.



Фиг. 11. Геологические колонки сеномана и сопутствующих ему отложений:

А — Глауконовский район, в 85 км севернее Курска; *Б* — Дмитровский район Орловской обл.; *В* — Дмитриевский район Курской обл.; *Г* — Курский район. *1* — монтмориллонитовые суглинки; *2* — песок кварцевый с глауконитом; *3* — глина; *4* — фосфориты; *5* — мел; *6* — мергель; *7* — опоки и трепелы; *8* — ракушняки. *9* — песчаник с [illegible]

Крупность зерен, их сортировка и соотношение минералов немного изменяются по вертикальному разрезу, но довольно различны в разных районах.

Зерна кварца чаще водянопрозрачны, редко — белые или дымчатые. Погасание нормальное, иногда волнистое. В качестве включений в кварце встречаются рутил, апатит, биотит, мусковит, гематит и пузырьки жидкостей или газов.

Окатанность зерен во фракции $> 0{,}25$ мм обычно хорошая, но наряду с хорошо окатанными встречаются и грубо окатанные зерна. Некоторые зерна имеют матовую поверхность. Большое количество грубо окатанных зерен кварца в крупных фракциях встречено только у с. Выгоничи, в 30 км юго-западнее Брянска.

Из полевых шпатов чаще всего встречаются микроклин и ортоклаз, редко — плагиоклазы. Окатанность крупных зерен хорошая, выветрелость средняя. Количественно полевые шпаты по отношению к кварцу составляют 2—5%

Акцессорные минералы: магнетит, мусконит, турмалин, эпидот, цоизит, гранат, рутил и дистен

Глауконит имеется в трех разновидностях — зернистой, спайной и пигментной. Зернистый глауконит находится в форме округлых, глобулярных или почковидных зерен темнозеленого или черного цвета. В шлифе цвет его зеленый, иногда внутренняя или наружная часть зерна более бледная.

Редко встречаются зерна, покрытые тонкой темнозеленой оболочкой, состоящей из мельчайших пластинок глауконита, ориентированных параллельно поверхности зерна. В поляризованном свете видно, что зерно состоит из агрегата мельчайших кристалликов глауконита, обычно 0,01 мм и менее в диаметре. Ориентировка этих кристалликов чаще беспорядочная. В таких случаях при вращении столика микроскопа одинаковое количество кристалликов погасают и просветляется. При этом остается впечатление, что глауконитовое зерно совсем не погасает. В действительности здесь имеется микромозаичное погасание. Нередко группы кристалликов глауконита располагаются своими оптическими осями параллельно друг другу, тогда в шлифе хорошо заметно, как один или несколько участков зерна глауконита при вращении столика погасают и просветляются, давая агрегатное угасание.

Наконец, крайний случай, — когда оптически одинаково ориентированные пластинчатые кристаллики глауконита образуют пакет, создающий впечатление одного кристалла глауконита. Это так называемый спайный глауконит.

Пигментный глауконит не образует самостоятельных зерен. Он выполняет мельчайшие трещинки в зернах кварца и полевых шпатов, иногда обволакивает эти зерна, заполняет каналы спикул губок или пустоты от растворившихся спикул, замещает кремнезем поверхности фосфоритных галек и внедряется в фосфатизованные копролиты. Пигментная разновидность глауконита встречается довольно редко.

Гидроокислы железа либо неправильно рассеяны в песке, либо образуют шаровидные конкреции. Внутри последних местами сохранился пирит или марказит.

Минеральный состав сеноманских песков количественно впервые был определен К. Д. Глинкой (1896) в связи с изучением им глауконита. Он приводит следующий минеральный состав сеноманских песков (в %):

	Курск	Фатеж
Глауконит	6,8	8,4
Глина	6,0	8,2
Вещества, легко растворимые в слабой HCl	2,8	5,8
Кварц и нерастворимые силикаты	84,4	77,6

Нижний фосфоритный горизонт состоит из фосфоритов трех генераций: 1) черные хорошо окатанные гальки глинистого типа, 2) серовато-бурые слабо окатанные тонкопесчанистые гальки и 3) серовато-бурые шероховатые песчанистые конкреции фосфоритов.

Резко преобладает вторая генерация. Первые две генерации уже описаны в главе об альбских отложениях.

Фосфориты третьей генерации имеют вид грубопесчанистых шероховатых желваков темносерого или темнобурого цвета. Эти желваки состоят из аморфного курскита с примесью большого количества средне- и крупнозернистого, плохо отсортированного кварцевого песка. В небольшом количестве в них встречаются радиально-лучистый курскит и зерна глауконита. Количество фосфоритов третьей генерации совсем незначительное.

Таким образом, в составе нижнего фосфоритного горизонта преобладают фосфориты, вымытые из верхнего альба, реже встречаются среднеальбские и совсем редко — сеноманские.

Нижний фосфоритный горизонт распространен на пространстве от Сожа до Хопра. Наибольшее развитие он имеет между Брянском и Курском. К северо-западу от Брянска и восточнее Курска, вернее—восточнее широты Старого Оскола, он представлен одним-двумя рядами галек или даже единично рассеянными гальками в гравийном песке.

Таблица 6

Механический состав нерастворимых остатков фосфоритов (в %)

Местонахождение	Горизонт	Нерастворимый остаток	Фракции в мм			
			> 0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	< 0,01
Сеща	Верхний	29,6	15,6	74,1	6,3	3,4
»	Средний	44,4	12,6	71,6	2,6	13,2
Бычки	Верхний	51,6	26,3	70,3	1,3	2,1
»	Нижний	48,5	0,9	84,5	2,7	11,9
Букань	Верхний	48,4	31,0	62,4	2,8	3,8
Сенна	»	45,4	46,5	45,5	3,1	4,9
»	Средний	44,0	25,2	67,0	4,6	3,2
Брянск	Верхний	51,1	54,8	33,1	2,6	9,5
»	Средний	47,8	58,1	33,8	2,6	5,5
»	»	40,9	37,3	52,1	5,4	5,2
Подбужье	»	37,7	8,2	81,6	6,8	3,4
»	Нижний	38,9	10,1	81,2	4,7	4,0
Ревна	Верхний	Не опред.	55,7	38,1	3,2	2,9
»	Средний	» »	62,9	31,3	2,3	3,5
»	Нижний	» »	9,4	79,4	3,4	7,8
Дмитриев	Средний	52,3	48,6	41,7	5,2	4,3

Механические анализы нерастворимого остатка фосфоритов всех трех горизонтов приведены в табл. 6. Как видно из этой таблицы, пески, в которых образовались фосфориты нижнего фосфоритного горизонта, всюду были мелкозернисты и хорошо отсортированы. Пески среднего и верхнего горизонтов отличаются большей крупностью.

У северной границы распространения сеномана, у с. Всходы на р. Угре, фосфоритный слой (нижний и средний горизонты) состоит из шероховатых фосфоритных конкреций и большого количества кремневых галек. Здесь уже чувствуется близость берега.

В дополнение к механическим анализам производились определения средних размеров зерен кварца и глауконита в шлифах. Результаты этих и некоторых других определений сведены в табл. 7.

В этой таблице приведены средние из ряда определений процента P_2O_5. Содержание курскита получено путем перемножения процента P_2O_5 на коэффициент 2,8. Содержание и размеры зерен кварца и глауко-

нита определены в нерастворимых остатках и в шлифах. В таблице указаны только средние диаметры главной массы зерен, определенные глазомерно, под микроскопом.

Таблица 7

Состав фосфоритов

Месторождение	Горизонт	Содержание в %				Размеры зерен в мм	
		Курскит	Кварц	Глауконит	P_2O_5	Кварц	Глауконит
Павловские хутора . .	Средний	38,6	53	2,0	13,8	0,50	0,10
Глазуновка	»	39,2	50	1,5	14,0	0,20	0,10
»	Нижний	50,4	36	4,6	18,0	0,15	0,10
Дмитровск	Средний	38,1	53	1,2	13,6	0,25	0,10
Волково	»	41,7	44	3,1	14,9	0,10	0,10
Дмитриев	»	36,4	55	3,6	13,0	0,25	0,10
Курск	»	37,2	51	1,5	13,3	0,30	0,12
»	Нижний	47,6	39	5,0	17,0	0,15	0,12
Щигры	—	46,8	40	6,0	16,7	0,17	0,15
Трухачевка	—	48,4	38	6,5	17,3	0,20	0,15
Курбатово	—	39,2	50	2,0	14,0	0,25	0,10
Старый Оскол	—	39,2	51	1,5	14,0	0,30	0,15

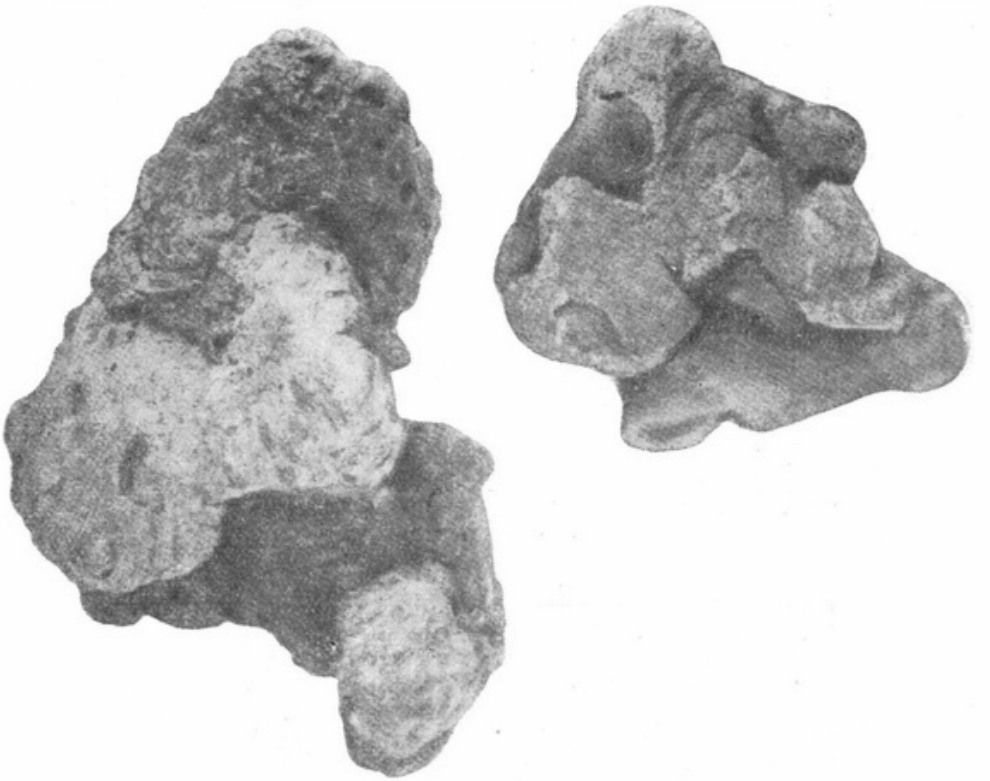
Данные, приведенные в табл 6 и 7, показывают, что фосфориты нижнего горизонта сравнительно тонкопесчанисты и отличаются повышенным содержанием фосфата. Во всех фосфоритах по мере уменьшения размеров зерен песка возрастает процент P_2O_5. Размеры зерен у глауконита меньше, чем у кварца, обычно 0,10—0,15 мм.

Средний фосфоритный горизонт — фосфоритная плита, часто переходящая в горизонтальном направлении в фосфоритные желвяки. Внешний вид среднего горизонта хорошо описали А. Д. Архангельский и И. И. Никшич (1913, стр. 298): «Почти во всех наблюдавшихся случаях он может быть подразделен на верхнюю, плотную, и нижнюю, пористую части. С поверхности плита покрыта блестящей коркой желтоватого, синеватого или перламутрового цвета (полива), толщина которой не превышает 2—3 мм. Верхние 10—12 см слоя непосредственно под поливой представляют нередко почти сплошную плиту, лишь с небольшим количеством пустот, которые выполнены целиком или отчасти песком или песчано-мергельной породой. При более внимательном рассматривании плиты оказывается, что часть слоя состоит из неправильных темных желвачков песчаного фосфорита, спаянных в одно целое более светлым фосфоритовым цементом. . . Нижняя, большая часть слоя имеет пористое строение и состоит из неправильно переплетающихся, довольно крупных сростков песчанистого фосфорита, неплотно связанных между собою и подразделенных промежутками, которые заняты песком или песчано-известковой массой. От нижней поверхности пласта в подстилающие его пески спускаются отростки самой разнообразной формы и величины и нередко напоминающие корни».

Это описание сеноманской фосфоритной плиты Дмитриевского уезда типично для всей Днепровско-Донецкой впадины. Нужно еще добавить, что над плитой в известковистом песке залегают мелкие фосфоритные желвачки, иногда обособляющиеся в самостоятельный фосфоритный слой, но нередко они сцементированы с фосфоритной плитой, составляя с ней одно целое.

Выделенные А. Д. Архангельским и И. И. Никитиным две части фосфоритной плиты имеют, по моим наблюдениям, разный состав и разное происхождение.

Нижняя часть фосфоритного слоя состоит из серовато-бурых, шероховатых, сильно песчанистых фосфоритных конкреций, то залегающих отдельно, то образующих сростки разнообразной величины и формы (фиг. 12). Эти конкреции и сростки имеют однородный состав, без каких-либо видимых слоев нарастания. В шлифе наблюдаются окатанные,



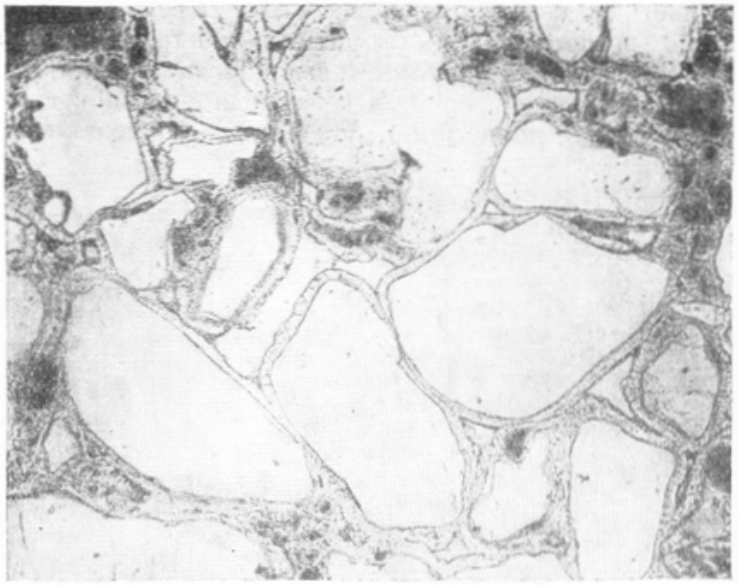
Фиг. 12. Фосфоритные конкреции из нижней части среднего фосфоритного горизонта. Брянск. Нат. вел.

почти соприкасающиеся между собой зерна кварца (52%), между которыми заключен гроздевидный курскит, а стенки оставшихся пор покрыты корочкой радиально-лучистого курскита (фиг. 13 и 14). Эта корочка обычно имеет толщину 0,01—0,02 мм; она то однородная, то в ней выделяются еще более тонкие слои, окрашенные в различные оттенки примесью органического вещества.

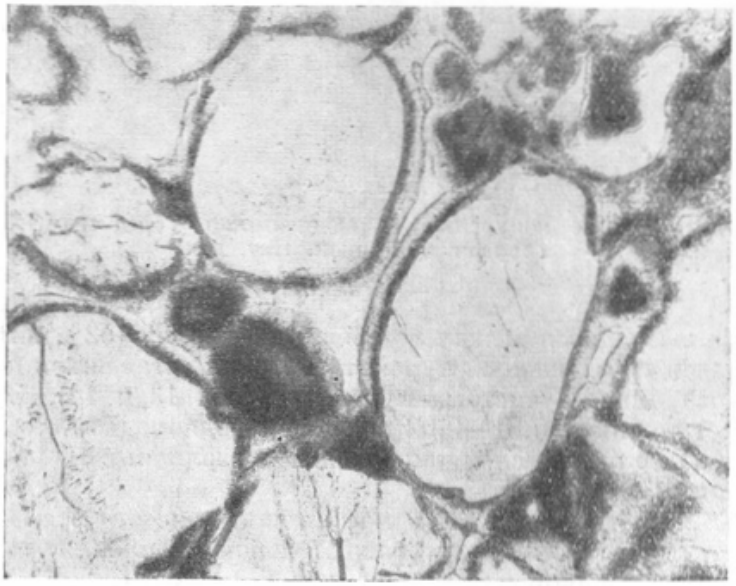
В шлифе местами встречаются участки почти чистого фосфата. Нередко можно заметить, что они представляют собой скопления фосфатизованных копролитов овидной или неправильной формы (фиг. 15). Во многих случаях такие скопления не обнаруживают каких-либо признаков органического происхождения. Встречаются участки шлифа, сложенные фосфатизованными копролитами.

Верхняя часть фосфоритной плиты имеет довольно сложное строение. Она состоит из шероховатых и слегка окатанных фосфоритных конкреций, коричневых снаружи и серых внутри. Если конкреции нижней части плиты имеют 3—6 см в поперечнике, то в верхней части они заметно меньшего размера, обычно 1—3 см в диаметре. Кроме того, конкреции верх-

ней части плиты имеют один или несколько линзовидных концентрических слоев нарастания фосфорита. Эти слои иногда резко отличаются



Фиг. 13. Микрофотография шлифа сеноманского фосфорита из нижней части среднего горизонта. Стенки пор между песчинками покрыты пленками радиально-лучистого курскита. Дмитриев. Ув. 70, без анализатора



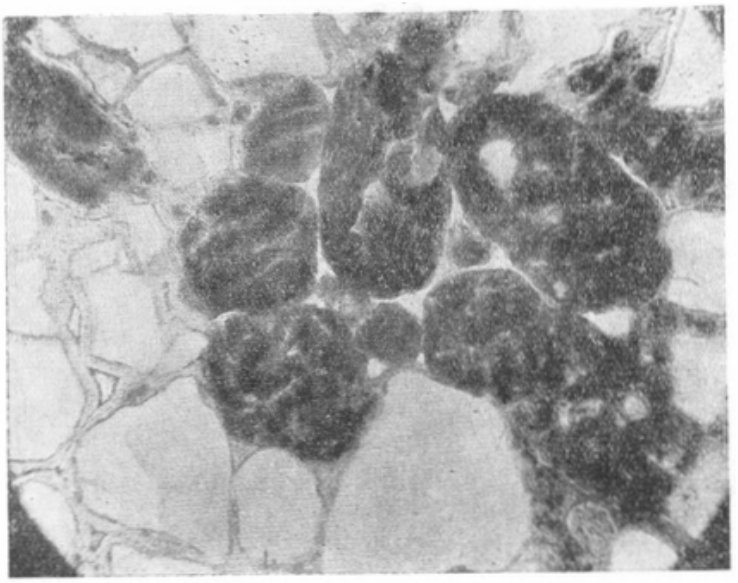
Фиг. 14. Микрофотография шлифа сеноманского фосфорита из нижней части среднего горизонта. Между зернами кварца видны темные выделения гроздевидного курскита; стенки пор в фосфорите покрыты радиально-лучистым курскитом. Брянск. Ув. 100, без анализатора

один от другого по цвету, по содержанию, размерам и соотношению зерен кварца, глауконита и органических остатков, иногда же они между собою

очень сходны. Часто на границе между двумя слоями нарастания в шлифе видна тонкая полоска курскита, окрашенная в бурый цвет.

Слои нарастания иногда различаются по степени фосфатизации или по содержанию кальцита. В более ранних слоях раковины форминифер и призмы иноцерамов обычно полностью замещены фосфатом, а в более молодых слоях они остались кальцитовыми.

Концентрические слои нарастания соседних конкреций, сливаясь между собою, образуют фосфоритные сростки, которые, покрываясь новыми слоями нарастания, превращаются в агломерат (фиг. 16) или фосфоритную плиту. Последняя продолжает покрываться новыми, уже горизонтальными, но тоже линзовидными слоями нарастания фосфорита.



Фиг. 15. Микрофотография шлифа сеноманского фосфорита из нижней части среднего горизонта. Черные зерна – фосфатизованные копролиты. Брянск. Ув. 50, без анализатора

Так образуется полива, или глянцевая корочка курскита, своеобразный вид которой приводил в изумление многих исследователей.

Такой же глянцевой корочкой покрыты многие фосфоритные желваки, залегающие выше фосфоритной плиты.

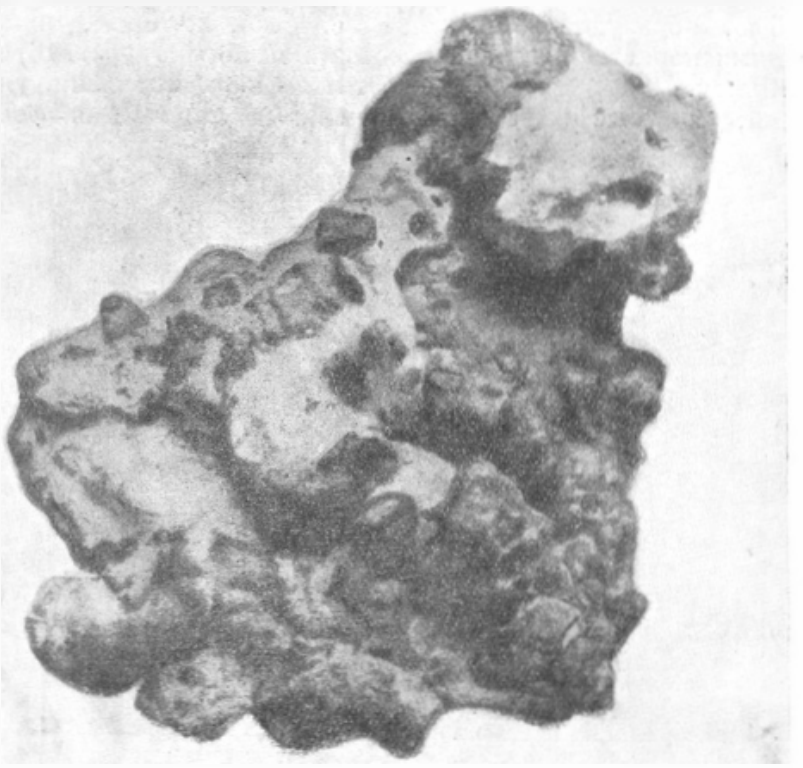
Последним слоем нарастания фосфоритной плиты является белый фосфорит (см. фиг. 16). Глянцевая корочка на нем не наблюдалась, встречается он довольно редко.

Некоторые фосфориты имеют наросты пирита, обычно окислившегося в бурый железняк.

Поверхность фосфоритной плиты иногда обнаруживает явные следы шлифовки в виде гладкой поверхности, у которой видны сегменты частью стертых зерен кварца, глауконита или даже конкреций. Некоторые конкреции верхней части плиты также имеют поверхности шлифовки или окатывания, обычно закрытые позднейшими слоями нарастания. Со стороны сошлифованной поверхности фосфорит пропитан пигментным глауконитом, гидроокисями железа, а поры в нем иногда заполнены фосфатом третьей стадии выделения.

Размыв на границе нижней и верхней частей фосфоритной плиты обычно не сопровождался приток м нового терригенного материала.

Средний фосфоритный горизонт не всегда представлен плитой, часто она в горизонтальном направлении переходит в фосфоритные желваки, которые далее снова сменяются плитой. Несмотря на большое количество проведенных исследований, до сих пор не удалось установить какой-либо закономерности в распространении плиты и фосфоритных желваков.



Фиг. 16. Срастки фосфоритных конкреций с наростами белого фосфорита. Брянск. Пат. вел.

Механический состав нерастворимых остатков фосфоритов среднего горизонта приведен в табл. 6. В дополнение к ней приведу минеральный состав фракций механического анализа нерастворимого остатка фосфоритов из Брянска (табл. 8).

Таблица 8

Минеральный состав (в %) фракций нерастворимого остатка фосфоритов из Брянска
(Нерастворимый остаток составляет 55%)

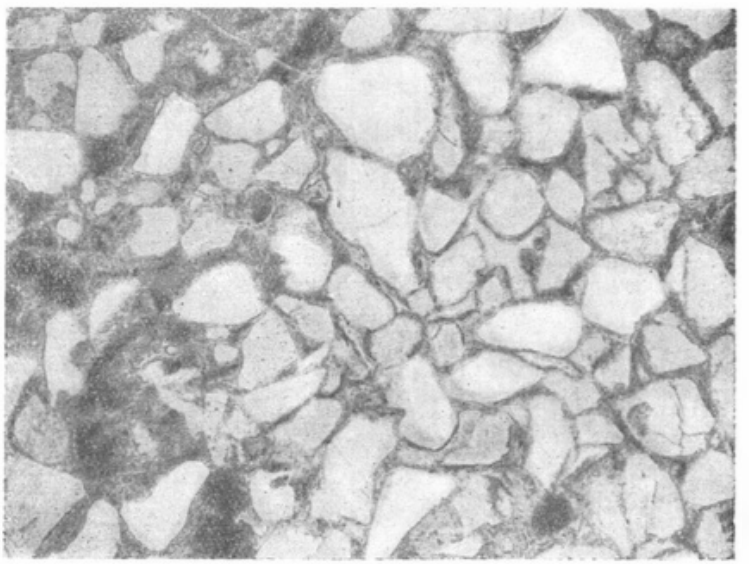
Минералы	Фракции в мм							
	>1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	>0,01	<0,01
Кварц	0,29	2,29	37,29	30,24	4,27	1,84	76,22	—
Глауконит	0,00	0,01	1,60	6,05	1,57	0,63	9,86	—
Лимонит	0,00	0,00	0,05	0,06	0,03	0,02	0,16	—
Слюды	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	0,10	—
Прочие	0,13	0,01	0,16	0,17	0,04	0,02	0,53	—
Сумма . .	0,42	2,31	39,10	36,52	5,95	2,57	86,87	13,13

Как видно из табл. 6 и 8, песок в брянском фосфорите среднезернистый и довольно однородный. Глауконит в нерастворимом остатке содержится в количестве 9,86% и тяготеет к фракции 0,25—0,10 мм.

Остальные компоненты присутствуют в ничтожном количестве.

В других районах состав песков различен, но сортировка везде довольно хорошая. Содержание глауконита в фосфоритах обычно не превосходит 6%, при этом в средне- и крупнопесчанистых разностях фосфоритов его мало, а в мелкозернистых — всегда больше

На микрофотографиях шлифов также видно, что песок в фосфоритах довольно однородный, зерна большею частью угловатые, при этом в Брянске они крупнее (фиг. 17), чем в Сеще (фиг. 18) По своему составу сещинский фосфорит тяготеет к глинистой разновидности.



Фиг. 17. Микрофотография шлифа сеномапского фосфорита из верхней части среднего горизонта. Брянск. Ув. 25, без анализатора

Верхний фосфоритный горизонт состоит из конкреций, ничем существенным не отличающихся от тех, которые залегают на фосфоритной плите. Обычно это шероховатые коричнево-бурые конкреции диаметром 1—4 см, иногда образующие сростки или даже сцементированные в самостоятельную фосфоритную плиту. Почти всегда они содержат кальцитовые скелеты фораминифер и остатки призматического слоя раковин иноцерамов. Фосфат — аморфный курскит, обычно с хорошо выраженным сетчатым строением. Состав фосфоритов в среднем такой: 48% курскита, 35% кварца, 13% кальцита, 4% глауконита.

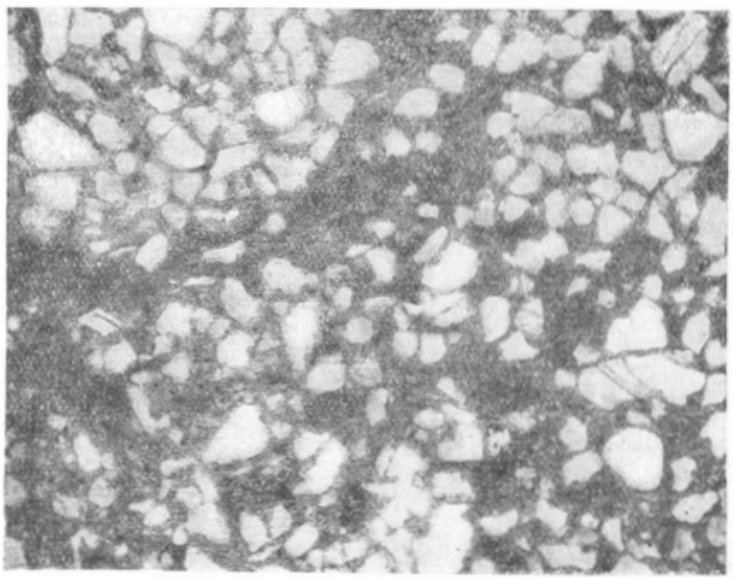
Верхний фосфоритный горизонт встречается лишь спорадически в Брянской, Курской и Воронежской обл., чаще всего соответствующие ему фосфоритные желваки рассеяны в песке, не образуя самостоятельного прослоя.

В песках, которые подстилают фосфоритные слои, встречаются весьма своеобразные крупные, до 30—40 см в поперечнике, серые, сильно песчанистые, шероховатые фосфоритные конкреции, так называемые сиваки, или толокушки. Форма их весьма разнообразная — каравai, цилиндры, диски, плоские эллипсоиды или совершенно неправильные образования. Их поверхность бывает покрыта расплывчатыми бороздами и углублениями, напоминающими ходы илоядных животных. Это не следы сверли-

щих организмов, а результат неравномерной избирательной фосфатизации песка, изрытого ходами илоядных или пескоядных животных. Такие ходы действительно наблюдались в песках, где залегают толокушки.

Состав толокушек следующий: кварцевого песка 70—80%, курскита 10—25%, глауконита 2—5%. Курскит — гроздевидный, серого и темно-серого цвета, аморфный и в небольшом количестве радиально-лучистый. Последний тончайшими корочками покрывает стенки пор в конкреции.

Фосфоритные конкреции из песчанистого мела имеют округлую форму и небольшие размеры, обычно 0,5—3 см в диаметре. Цвет их поверхности чаще всего коричневый, до черного, разных оттенков, на расколе — серый. В некоторых конкрециях обнаруживаются слои нарастания.



Фиг. 18. Микрофотография шлифа сеноманского фосфорита из верхней части среднего горизонта. Село Сеща. Ув. 25, без анализатора.

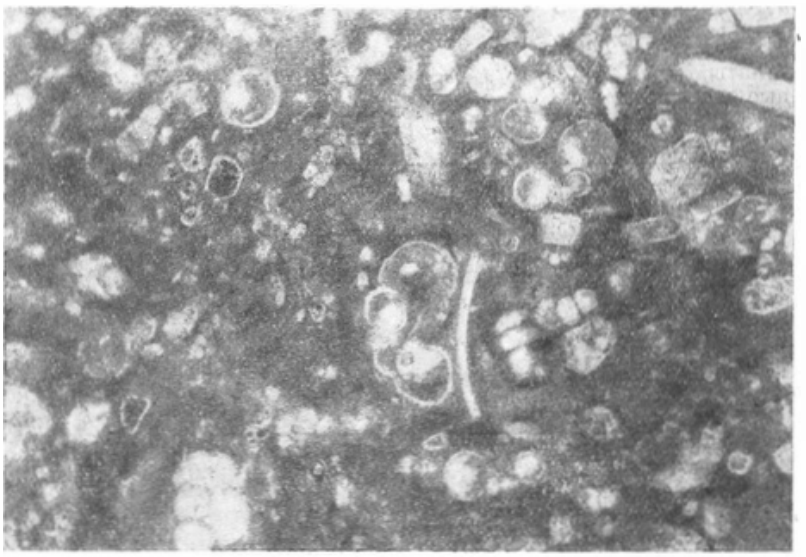
При помощи шлифов и химических анализов установлено, что они состоят из аморфного курскита (55—70%), зерен кварца (10—30%), глауконита (2—5%), кальцита (3—16%) в форме порошковатой массы, кокколитов, фораминифер, призм иноцерамов и обломков других раковин, а также глинистых примесей и гидроокисей железа.

В распределении кальцита и фосфата наблюдается интересная закономерность. В наружной части конкреции кальцит отсутствует и все кальцитовые скелеты организмов (кокколитов, фораминифер, иноцерамов и др.) замещены фосфатом. По направлению к центру появляются сначала кальцитовые призмы иноцерамов, затем кальцитовые раковины фораминифер и, наконец, в центральной части конкреции кальцитовые органические остатки совсем не затронуты фосфатизацией. В одних конкрециях процесс фосфатизации выражен сильнее, в других — слабее, т. е. в одних все кальцитовые органические остатки фосфатизованы полностью, в других кальцитовые скелеты фораминифер встречаются у самой периферии конкреции; в одних зоны различной фосфатизации узкие, в других — широкие. Однако во всех случаях направленность процесса остается одна и та же — фосфатизация кальцитовых органических остатков и, очевидно, сопровождающего их неорганогенного кальцита, т. е. фосфатизация определенного участка мела, происходила от его периферии

к центру. Отсюда очевидно, что фосфоритные конкреции, рассеянные в мелу, являются метасоматическими образованиями, происшедшими в результате замещения мела фосфатом.

Очень редко в песчанистом мелу встречаются белые шероховатые фосфоритные конкреции. Они тоже состоят из аморфного курскита с примесью песчанистого материала и кальцитовых органических остатков. Так как на них отсутствует корочка, то они по внешнему виду похожи на мел.

Там, где фосфориты залегают вблизи подзолистой почвы, они подвергаются выветриванию. При этом в первую очередь, начиная с величины pH 7,5 и ниже, происходит вынос карбоната кальция. Когда карбонат кальция выщелочен и кислотность нисходящих вод увеличивается до



Фиг. 19. Микрофотография шлифа сеноманского мела из района Курска. Видны фораминиферы и призмы раковин иноцерамов. Ув. 70, без анализатора

pH 6,5, тогда начинает выщелачиваться фосфат. В породах, имеющих pH 6,0 и ниже, фосфат уже выщелочен (Бушинский, 1951).

Песчанистый мел имеет местное название — «сурка». Он состоит из порошковатого кальцита, кокколитов, фораминифер, призм иноцерамов (фиг. 19), обломков и целых раковин двустворок, плеченогих, мшанок и трубок червей, а также из примесей зерен кварца, глауконита и редко рассеянных фосфоритных конкреций. Количественное соотношение этих компонентов в различных частях песчанистого мела и в подстилающем его песке показано в табл. 9.

Приведенная таблица состава песчанистого мела — обобщенная. Содержащиеся в ней данные получены разными путями и округлены. Конкреции и макроорганизмы сортировались ручной разборкой и взвешивались. Минералы и микроорганизмы определены в шлифах и в препаратах отмученных тонких фракций. Пирит определен в образцах из буровой скважины, так как в обнажениях он превращен в гидроокись железа.

Из табл. 9 видно, что снизу вверх мел постепенно делается менее песчанистым и обогащается кальцитом. Среди последнего наибольшее значение имеют обломочки призматического слоя раковин иноцерамов, кокколиты и так называемый порошковатый кальцит. Присутствие значительного количества призм иноцерамов придает мелу грубый, как бы песчанистый облик.

Состав песчанистого мела и подстилающего его известкового песка из Курска (в %)

Компоненты	Песок	Песчанистый мел		
		низ	середина	верх
порошковатый кальцит	2,0	10,0	30,0	35,0
Терригенные минералы				
Кварц	60,0	20,0	4,0	1,0
Полевые шпаты	1,0	0,8	—	—
Акцессорные минералы	0,5	0,8	—	—
Каолинит и гидрослюды	5,8	8,1	1,5	1,0
Сумма	67,3	38,2	4,5	2,0
Аутигенные минералы				
Глауконит	5,8	8,5	2,5	0,7
Курскит в конкрециях	4,5	3,0	2,8	2,6
Пирит и марказит	1,0	0,5	0,5	0,4
Мармолит	1,0	1,0	0,5	0,3
Сумма	12,3	9,0	6,3	4,2
Кальцитовые органические остатки				
Кокколиты	2,0	5,0	30,0	30,0
Фораминиферы	1,4	4,0	6,0	5,0
Призмы иноцерамов	6,0	20,0	12,0	10,0
Прочие двустворки	2,0	1,5	1,0	1,0
Плеченогие	1,0	1,5	1,0	1,0
Брахиоподы	0,2	0,2	0,2	0,2
Мшанки	Рядно	0,5	0,2	0,2
Трубки червей	»	0,8	0,2	0,2
Сумма	14,6	43,0	51,7	57,0
Курскитовые органические остатки				
Губки	1,5	2,0	1,0	0,8
Кости и зубы рептилий и рыб	1,5	0,5	0,5	0,2
Копролиты	1,0	0,5	0,2	0,2
Сумма	3,8	3,0	1,8	1,2
Химические компоненты				
$CaCO_3$	17,16	57,39	88,31	94,23
SiO_2	73,30	26,16	5,79	2,54
Al_2O_3	2,19	1,77	1,42	1,28
Fe_2O_3	2,26	1,41	1,13	0,79
P_2O_5	2,83	2,26	1,91	1,54

Отсутствие слоистости в мелу обязано жизнедеятельности илоядных животных, следы передвижения которых наблюдались во многих местах. Особенно отчетливые ходы илоядов, увлекавших мел в песок, и наоборот, песок в мел, видны в приконтактовой части песка с мелом. Длина некоторых ходов по вертикали достигает 0,6 м.

Несомненно, что видимая непрерывность перехода песка в песчанистый мел в значительной мере создана илоядами.

Химический состав песчанистого мела Курской обл. приведен в табл. 10.

Таблица 10

Химический состав образцов песчанистого мела из Курской обл. (в %)

№ образца	Нерастворимый остаток	R_2O_3	CaO	MgO	P_2O_5	CO_2	$CaCO_3$
1	14,32	1,11	—	—	0,38	—	80,12
2	54,67	5,01	—	—	2,20	—	40,38
3	91,86	2,49	—	—	0,82	—	64,68
4	4,82	0,25	52,73	0,40	0,19	41,40	99,75

1 — дер. Яблонец, в 10 км северо-восточнее г. Дмитриева, верх сеноманского яруса (по А. Н. Энгельгардту, 1867); 2 — оттуда же, низы яруса (по А. Н. Энгельгардту, 1867); 3 — село Свобода, в 20 км на северо-северо-восток от Курска (по А. Н. Энгельгардту, 1867); 4 — Курск, верхняя часть яруса (по Г. И. Бушинскому).

Как видно из этих анализов, состав песчанистого мела весьма различный. Это вполне соответствует и внешнему, пестрому облику породы. Содержание в мелу нерастворимого остатка, состоящего главным образом из кварцевого песка, изменяется от 1 до 50%.

По направлению Брянск—Курск—Воронеж, т. е. по простиранию впадины, песчанистый мел почти не меняет своего состава. Отмечу лишь, что нижняя часть песчанистого мела в Щиграх состоит почти целиком из призм иноцерамов. Однако, несмотря на обилие этих остатков, более или менее крупные обломки раковин иноцерамов, как здесь, так и в других районах, являются чрезвычайно большой редкостью.

Вкрест простирания впадин песчанистый мел также изменяется мало. Только у самой северной границы своего распространения, у дер. Глазуновки, мел замещается песками.

В. Город Киев

Состав сеноманских отложений г. Киева приводится нами по данным В. И. Лучицкого (1926). В основании сеномана залегает карбонатно-кремневый слой, известный также под названием серо-зеленых суглинков или песчанистой глины.

Порода — зеленовато-серого цвета, частью довольно рыхлая, частью плотная. Она состоит из многочисленных спикул кремневых губок, большого количества мельчайших (0,003 мм в диаметре) шариков кварцина и глинистого материала. Кроме того, в породе рассеяны ромбоэдры кальцита, 0,02—0,08 мм в поперечнике, и зародка — мелкие зерна глауконита. Количество ромбоэдров кальцита местами очень значительно. Встречаются участки совершенно рыхлой сыпучей породы, образованной ромбоэдрами кальцита, спикулами губок и небольшой примесью других веществ. Порода характеризуется непостоянством состава — в одних случаях кальцит отсутствует совершенно, в других — нет спикул губок и много глинистого вещества.

Обычно в рыхлой массе породы присутствуют стяжения гезов и эллипсоидальные конкреции.

Стяжения гезов имеют совершенно неправильную форму. Внутренняя часть стяжения крепкая, плотная, почти слитная, снаружи она постепенно становится пористой, менее крепкой и затем незаметно сливается с окружающей довольно рыхлой массой. По мнению В. И. Лучицкого, стяжения гезов образовались вследствие растворения спикул губок, а также опаловой и кварцитовой кремнекислоты.

Эллипсоидальные конкреции обычно имеют от 5 до 50 см в диаметре. По внешнему виду они похожи на сферосидериты и внутри нередко содержат окаменелости. Химический состав губково-ромбоэдрового песка и заключенного в нем эллипсоидального стяжения следующий (табл. 11).

Таблица 11

Химический состав (в %) губково-ромбоэдрового песка (обр. 1) и эллипсоидального стяжения (обр. 2) из г. Киева

(По В. И. Лучицкому)

№ образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	H_2O	CO_2	Сумма
1	54,14	6,18	1,57	1,35	0,94	18,10	3,25	14,96	100,49
2	57,05	—	—	5,35	—	5,72	—	1,46	—

На основании этого анализа В. И. Лучицкий предполагает, что эллипсоидальные стяжения представляют собой силикаты кальция и закиси железа. Это необычный минерал в осадочных породах и поэтому заслуживает дальнейшего изучения.

Аналогичная порода известна в подмеловых отложениях г. Люблина. Возраст ее там тоже альб-сеноманский.

Выше идет гезовый или песчано-гезовый горизонт. По своему составу он крайне непостоянен даже в пределах г. Киева. Мощность его 16 м.

Все песчано-гезовые слои водоносны. Скопления спикул губок действуют как войлок — хорошо пропускают и отдают воду и не засоряют фильтров.

Гезы присутствуют в виде конкреций крайне неправильной формы, часто со сквозными отверстиями, иногда в виде сростков. Они состоят главным образом из спикул губок и зерен глауконита, сцементированных халцедоном и, частью, опалом. В небольшом количестве присутствуют также и зерна кварца. Спикулы губок в гезах обычно растворены, а их место занимают опал и шарики кварцина.

Пески гезового горизонта состоят преимущественно из зерен глауконита (10—13, иногда 35%) и спикул кремневых губок, частично растворившихся. В большом количестве присутствуют кварцитовые шарики с радиально-лучистым строением, нередко соединяющиеся в гроздья. Размеры этих шариков обычно 0,003 мм в диаметре, иногда 0,015—0,02 мм. В отличие от халцедона, оптический характер волокон в них положительный.

В рыхлой массе породы, преимущественно в нижней половине горизонта, рассеяны мелкие (0,05—0,02 мм в поперечнике), часто прекрасно образованные ромбоэдры известкового шпата.

Глинистые прослои образованы мелкоземом с высоким содержанием спикул губок и шариков кварцина, изредка — кальцита, а также мелких зернышек кварца и глауконита.

В самом песке изредка попадаются кристаллики турмалина, рутила, зерна полевых шпатов, граната и листочки мусковита.

Карбонатно-губковые и песчано-гравийные слои, возможно, относятся к альбу. Их покрывают крупнозернистые пески и гравий с гальками кремней, серых, с глянцевой черной поверхностью, как бы окатанных. Размеры гравия и галек кремней крайне разнообразны — от 2 до 20 и более см в поперечнике. Аналогичные кремни встречаются в меловых песках Каневского района. Пески не содержат глинистых примесей, количество глауконита в них до 12%. Средний диаметр зерен около 1,3 мм.

Сеноман заканчивается среднезернистыми песками, которые состоят из округлых зерен кварца, глауконита (10—15%) и, редко, полевых шпатов. Иногда встречаются яркозеленые прослои с содержанием глауконита свыше 50%. Размеры зерен кварца 0,2—0,3 мм, редко до 1 мм в диаметре. Отдельные прослои песков бывают богаты глинистым материалом с редкими чешуйками мусковита или зернами глауконита. В песках этого слоя часто встречаются стяжения серого халцедонового песчаника с крайне неправильной поверхностью. Мощность слоя гравия 0,5 м, песков — 4 м.

Г. Каневский район

Состав и фауну альбских и сеноманских отложений здесь изучали Г. А. Радкевич (1894, 1900$_{1,2}$), В. И. Лучицкий (1913) и О. Р. Коноплина (1951$_{1,2}$). В 1945 г. мне так же удалось посетить этот район.

Нижняя часть альб-сеноманской толщи представляет собой небольшой слой серого песчаника с черными гальками фосфоритов и с отпечатками раковин *Pecten* и *Lingula*. Выше идут зеленовато-серые среднезернистые кварцевые пески с темносерыми конкреционными песчаниками, содержащими *Neithea quinquecostata* Sow. и отпечатки других двустворок, плохой сохранности. Эти песчаники состоят из зерен кварца (30%), полевых шпатов (3%), глауконита (5%), окатанных обломков раковин двустворок, плеченогих и неопределимых карбонатных зерен (7%), а также из глинисто-кальцитового среднезернистого цемента (55%). Часть раковин моллюсков окварцована. Диаметр зерен кварца чаще всего 0,2—0,3 мм. Известковые частицы в виде иголочек или призмочек (вероятно, обломки раковин) встречаются и в песках. Вместе с ними изредка попадаются раковины фораминифер, кокколиты и призмочки цеолитов.

В выше лежащих песках рассеяны крупные шероховатые конкреции — ваки. Они состоят из зерен кварца (25%), известняка и обломков раковин моллюсков (15%), тонко рассеянного кальцита, глауконита (3%) и аморфного курскита, цементирующего все эти компоненты.

Песчаники залегают в этих песках в виде прослоев, линз и конкреций неправильной формы. Цвет их серый или зеленовато-светлосерый, вдоль трещин они иногда окрашены гидроокислами железа в красный цвет. Внешняя часть конкреций обычно рыхлая, сцементирована опалом и постепенно сливается с окружающим ее песком. Внутрь она без резкой границы переходит в твердую сливную массу, сцементированную халцедоном и кварцем.

В состав песчаников входят зерна кварца (10—15%), полевых шпатов (1—2%), известняка (10—20%), глауконита (3%), опала, халцедона и кварца. Опал находится в форме рассеянных шариков, цемента, выполнений каналов спикул губок и слагает сами спикулы. Последние большею частью растворены, а образовавшиеся пустоты заполнены халцедоном. Обломочные зерна имеют средний диаметр около 0,1 мм, слегка окатаны.

Во многих песчаниках обломочные зерна облечены тонкой (0,01 мм) пленкой опала, стенки пор покрыты более толстой — 0,1 мм — корочкой халцедона, а оставшиеся пустоты выполнены кварцем и халцедоном.

Обломочные зерна в прослоях гравия грубо окатаны, но среди них встречаются и очень хорошо округленные песчинки с блестящей поверхностью.

Песчано-гезовый горизонт Киева, вероятно, соответствует пескам Каневского района. Отсутствие в этих слоях опаловых спикул губок скорее можно объяснить не фациальными особенностями, а растворением их грунтовыми водами главным образом после поднятий выше уровня моря.

Верхняя часть толщи песков, слои 2—5, начинается прослоем кварцевого грубо окатанного гравия с черными глянцевыми песчинками и с галечками кремней. Выше идут мелкозернистые кварцево-глауконитовые пески с одним или несколькими небольшими прослойками пирохлоратых фосфоритных конкреций.

Эти пески содержат мельчайшие призмочки цеолитов, но, в отличие от нижележащих песков, в них в изобилии встречаются кокколиты, а песчинки известняка редки или отсутствуют.

По данным В. И. Лучицкого, фосфориты состоят из кластических зерен и цемента, соотношение которых крайне непостоянно. Среди кластических зерен преобладают кварцевые; они обычно угловаты, иногда слабо окатаны. Изредка попадаются зерна полевых шпатов — ортоклаза, микроклина и плагиоклаза, реже встречаются гранат, турмалин и мусковит. В довольно большом количестве присутствуют глауконит, обычно — почковидного очертания. Цемент имеет светлый и буроватый цвет, тонкозернист и слабо действует на поляризованный свет. Иногда наблюдаются каемки, окружающие кластические зерна. Толщина их 0,012 мм, двупреломление 0,010. Из органических остатков чаще всего встречаются спикулы губок и раковинки фораминифер. Содержание P_2O_5 в фосфоритах варьирует от 15 до 18%.

Подтверждая это описание, я не могу согласиться ни с отнесением почковидного глауконита к кластическим минералам, ни с тем, что каемки окружают кластические зерна. Здесь речь идет о каемках радиально-лучистого курскита, которые в действительности покрывают стенки пор в фосфорите. Спикулы губок растворены полностью и от них остались лишь отпечатки, а у некоторых сохранился осевой канал, выполненный курскитом. Следов спикул губок в фосфоритах бывает настолько много, что некоторые из них представляют собой фосфатизованный спонголит.

Вверх пески непрерывно переходят в песчанистый мел, состав которого, по данным Г. А. Радкевича и В. И. Лучицкого, представлен в табл. 12.

Таблица 12

Химический состав мела и фосфоритов из Каневского района (в %)

Часть слоя	Порода	Нерастворимый остаток	P_2O_5	CO_2	$CaCO_3$
Верхняя	Мел	10,20	3,11	39,04	88,73
То же	Фосфорит	18,1	24,0	—	—
Средняя	Мел	23,50	6,58	33,26	75,59
То же	Фосфорит	28,5	20,5	—	—
Нижняя	Мел	—	—	—	63,40
То же	Фосфорит	25,3	18,0	—	—

Нерастворимый остаток мела определялся в уксусной кислоте, а фосфоритов — в крепкой HCl. Анализы моих образцов мела подтвердили

данные Г. А. Радкевича и дополнили определением $CaCO_3$ в нижней части слоя мела.

Из этой таблицы видно, что снизу вверх в мелу происходит уменьшение нерастворимого остатка и увеличение содержания $CaCO_3$. В фосфоритах также снизу вверх наблюдается увеличение процента P_2O_5 и уменьшение нерастворимого остатка. Вместе с этим, как в мелу, так и в фосфоритах, снизу вверх происходит уменьшение примеси песка и размеров его зерен и увеличение количества глинистых частиц, так что мел в самом верху переходит в мелоподобный мергель или глинистый мел.

Фосфориты из песчанистого мела содержат небольшую примесь кварца, полевых шпатов, глауконита и кальцита. Последний находится в форме скелетов фораминифер и порошковатой массы. Фосфат представлен аморфным курскитом. Встречаются отпечатки спикул губок

Песчанистый мел изучался мною в шлифах и в препаратах отмученных фракций. Содержание $CaCO_3$ определено методом титрования. Состав мела оказался следующим (табл. 13).

Таблица 13

Состав мела из Канева (в %)

Часть слоя	Карбонатная часть					Силикатная часть		
	$CaCO_3$	Кокколиты	Фораминиферы	Иноцерамы	Прочее	Глина	Глауконит	Кварц
Верхняя	88,6	75	5	0,5	8,0	10,0	0,4	1
Нижняя	63,4	49	8	1,0	5,4	9,6	7,0	20

В числе прочих карбонатных частиц в состав мела входят главным образом порошковатый кальцит и отчасти раковины моллюсков. Вместе с глиной подсчитаны частицы опала и кристаллики цеолитов. Количество полевых шпатов (преимущественно ортоклаз и микроклин) в нижней части слоя достигает около 3%, что вместе с кварцем составит около 20%. Сеноманский возраст мела недавно подтвержден О. Р. Коноплиной (1951$_a$) по фауне фораминифер.

Д. Город Полтава

Благодаря работам Г. М. Захарченко (1939), альб-сеноманские пески Полтавы изучены сравнительно подробно. Им исследованы образцы из пяти пунктов, на основании чего составлен следующий сводный разрез:

Cm 1. Пески мелкозернистые с прослоями темнозеленых глин и сливного песчаника . . . . . 13—19 м

Cm 2. Пески мелкозернистые с редкими и мелкими обломками кремня . . . 8—10 м

Alb? 3. Пески крупно- и, частью, среднезернистые, с прослоями и конкрециями песчаника со спикулами губок . . . . . 10—13 м

Alb? 4. Пески серые, неоднородные, среднезернистые, с прослоями песчанистых глин . . . . . 21—26 м

Общая мощность альб-сеноманской толщи варьирует в разных пунктах от 58 до 66 м. Механический состав песков, по данным Г. М. Захарченко (1939), приведен в табл. 14.

Как видно из табл. 14, в мелкозернистых песках слоев 1 и 2 наряду с обломками песчаника и кремня присутствует довольно много средних и крупных зерен, а в слоях 3 и 4 — зерен гравия. Обращает на себя внимание ничтожная примесь тонких частиц, особенно в слоях 3 и 4. Отсорти-

Таблица 9

Послойный механический состав альб-сеноманских песков г. Полтавы (в %)

№ слоя	Диаметр зерен в мм					
	>2,0	2,0—1,0	1,0—0,5	0,50—0,25	0,25—0,05	<0,05
1	—	—	10,23	42,62	46,37	0,78
1	24,87 *	8,26 *	6,81	12,30	42,25	5,61
2	1,69	3,57	7,43	13,12	71,44	2,75
2	1,03	9,02	10,45	40,2	38,13	1,17
3	3,14	12,74	40,72	28,32	13,90	1,28
3	3,52	14,77	46,69	19,68	15,11	0,23
3	18,11 *	8,74	25,82	20,75	24,97	1,61
4	1,50	7,09	27,87	35,79	26,50	0,25

* Во фракциях — обломки песчаников. Номера слоев в таблице даны согласно приведенному выше разрезу.

рованность песков в Полтаве хуже, чем на северной окраине впадины.

Весьма интересно и загадочно то, что пески альб-сеноманской толщи Полтавы более грубозернисты, чем пески Канева и Изюма.

По описаниям В. Н. Лучицкого (1916), пески состоят преимущественно из зерен кварца с примесью глауконита (25—35%). Глауконит большею частью желто-зеленого или чисто зеленого цвета. Форма его зерен чаще почковидная, реже — в виде палочек. В небольшом количестве присутствуют обломки спикул кремневых губок, осевой канал которых иногда выполнен глауконитом.

В песках встречаются также листочки бесцветной слюды, окатанные зерна светлорозового граната, кристаллики коричневого турмалина, апатита, рутила, пирита, бурого железняка, шариков кремнекислоты и пластинок каолинита.

Кремнистые песчаники имеют темносерый цвет, пористы, частью же почти совершенно сливные. Цементом их является кремнекислота, частью шариковая, частью халцедоновая. Шарики кремнекислоты достигают 0,009 мм в диаметре. В небольшом количестве имеются спикулы кремневых губок.

Присутствие палочек глауконита, которые образовались в каналах спикул губок, указывает на то, что сами спикулы растворены.

Самая верхняя часть песков, залегающая непосредственно под мелом, отличается мелкозернистостью и присутствием карбоната кальция. Мелкая фракция состоит из зернышек и крупинок углекислого кальция, среди которых рассеяны довольно многочисленные сферокристаллы малых размеров.

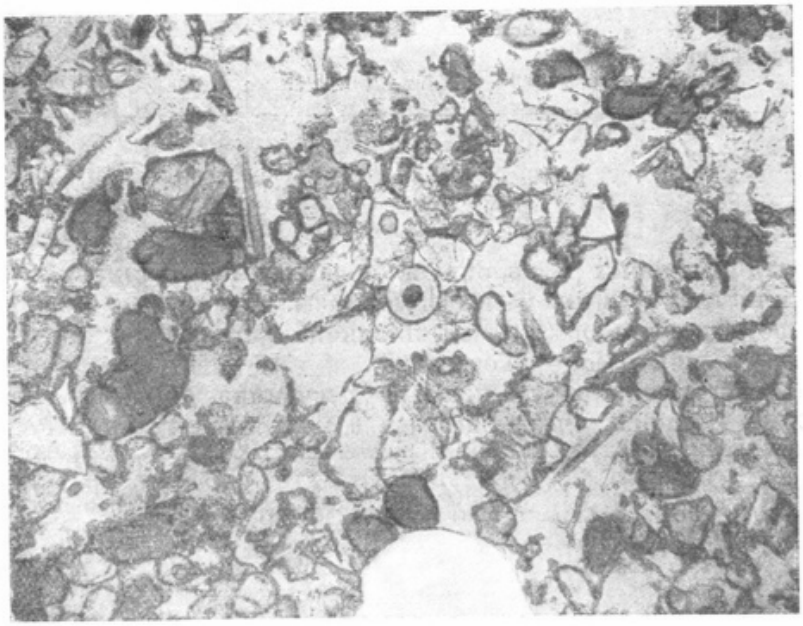
Е. Северо-западная окраина Донбасса

Сеноман на северо-западной окраине Донбасса изучался в трех районах: у г. Изюма, у Краматорска и у Лисичанска.

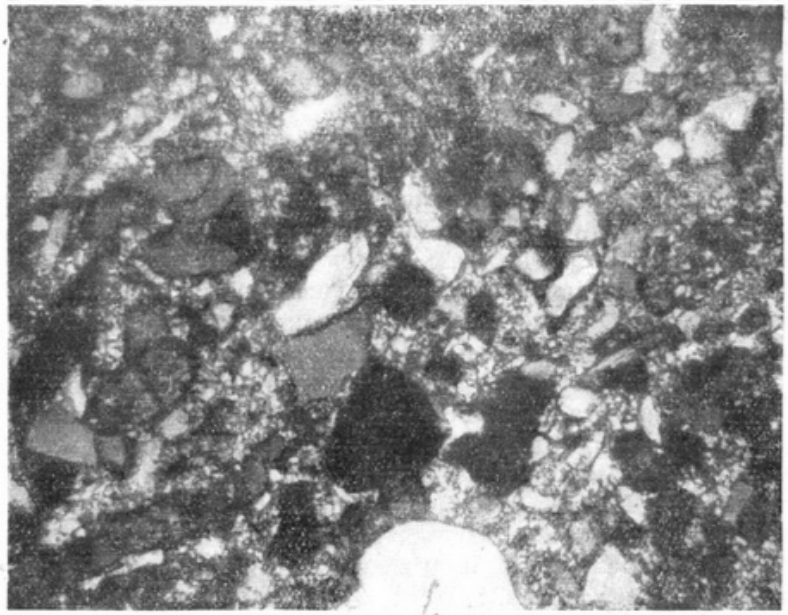
В районе Изюма и Краматорска сеноман начинается зелеными мелкозернистыми кварцево-глауконитовыми песками с караваями или неправильными конкрециями спонголитовых песчаников или гезов. Наибольшего развития эти песчаники достигают в районе г. Изюма. О составе их можно судить по микрофотографиям (фиг. 20 и 21) и по данным табл. 15.

Из этой таблицы ясно видно полное сходство краматорских и изюмских песчаников. Что касается различий в содержании кварца и опала, то в столь разнородной породе при подсчете по одному шлифу такие рас-

хождения вполне естественны. Вместе с кварцем подсчитаны и полевые шпаты, количество их 1—2%.



Фиг. 20. Микрофотография шлифа спонголитового песчаника из окрестностей г. Изюма. Ув. 46, без анализатора



Фиг. 21. Микрофотография шлифа спонголитового песчаника. Образец тот же, что на фиг. 20, но при скрещенных николях. Ув. 46

Опал находится главным образом в виде цемента и в незначительном количестве в форме опаловых спикул губок. Последние большею частью растворены, а образовавшиеся при этом поры заполнены халцедоном.

Таблица

Минеральный состав спонголитовых песчаников

Местонахождение	Содержание в %				Диаметр зерна в мм	
	кварц	глауконит	опал	халцедон	кварц	глауконит
Изюм	20	10	17	53	0,10	0,12
Краматорск	10	13	27	50	0,10	0,12

Осевой канал некоторых растворившихся спикул губок сохранился в виде опаловой или глауконитовой псевдоморфозы. Кварцевые и глауконитовые зерна покрыты тонкой (0,01 мм) пленкой опала и волокнистого низкопреломляющего минерала — люссатита.

Химический состав спонголитового песчаника из Краматорска, по данным С. А. Волкова, следующий (в %):

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	MnO	K_2O	SO_3	Потери при прокаливании	Сумма
69,69	5,99	4,86	0,74	1,09	Сл.	2,45	0,16	20,02	100,48

Высокое содержание железа и щелочей здесь обусловливается присутствием глауконита.

Петрографическое изучение фосфоритов горы Кремовец у г. Изюма было произведено К. Н. Савич-Заблоцким в 1927 г. и снова в 1936 г.

По наблюдениям К. Н. Савич-Заблоцкого (1927), цемент, или основная масса в фосфорите, состоит из однородного криптокристаллического светложелтого фосфата кальция. В фосфате рассеяно органическое вещество в виде углистых частиц. Из органических остатков преобладают спикулы кремневых губок, встречаются скелеты радиолярий сферической формы. К. Н. Савич-Заблоцкий отмечает, что «иногда кремневое вещество панцырей радиолярий замощено углистым органическим веществом, при полном сохранении их строения».

Из минеральных включений преобладают зерна кварца, глауконита и выветрелого пирита, реже олигоклаза, микроклина, титанита, мусковита и апатита. Средний размер зерен кварца 0,09 мм. Тонкозернистое вещество глауконита глубоко проникает по трещинам внутрь зерен кварца и олигоклаза. Иногда вся центральная часть олигоклаза превращена в глауконит. Микроклин мало затронут выветриванием, вокруг его зерен глауконит образует кайму радиального строения.

Как указывает К. Н. Савич-Заблоцкий, «такое взаимоотношение между глауконитом и полевыми шпатами показывает, что эти алюмосиликаты способны при условии присоединения ферросиликатных ядер переходить в глауконит» (1927, стр. 44). Глауконит, указывает далее К. Н. Савич-Заблоцкий, может образоваться из различных минералов, содержащих ферри- и алюмосиликатные молекулы. Главным источником образования глауконита является биотит, особенно его разновидности, богатые окисью железа. Превращение биотита в глауконит представляет собой процесс выветривания на дне моря, в восстановительной среде, в присутствии органических веществ.

Десять лет спустя такая же теория генезиса глауконита была опубликована Галлихер в США, но без ссылки на К. Н. Савич-Заблоцкого.

Терригенные компоненты, слагающие фосфоритную плиту, состоят из кварца, ортоклаза, плагиоклаза, мусковита, апатита, турмалина, рутила, изредка граната, авгита и роговой обманки. Они образовались за счет разрушения гранитов Украинской кристаллической гряды.

Описания К. Н. Савич-Заблоцкого подтверждаются и нашими наблюдениями.

Фосфатная серия на северо-западной окраине Донбасса построена так же, как и на северном крыле Днепровско-Донецкой впадины. В основании серии лежит фосфоритный галечник. Он хорошо выражен только на Мазановой горе, в 2 км севернее Славянска. В других местах вместо этого слоя изредка встречаются фосфоритные гальки, а в Лисичанске даже и гальки не были найдены.

Фосфоритные гальки из Краматорска и Славянска представляют собой фосфатизованный спонголит. Спикулы губок полностью растворены и от некоторых из них сохранились только выполнения осевого канала. Встречаются шаровидные радиолярии плохой сохранности. Среди фосфатной массы рассеяны тонкая кварцевая пыль и листочки мусковита.

Галька фосфорита из г. Изюма представлена песчанистым фосфоритом. В ее состав входит около 30% кварца и 12% глауконита. Изредка встречаются шаровидные радиолярии и отпечатки мелких спикул губок. Кроме того, наблюдаются скопления зерен чистого фосфата, округлой или неправильной формы, диаметром 0,5 мм; это, вероятно, фосфатизованные копролиты.

Фосфоритная плита окрестностей Изюма, Краматорска и Лисичанска по своему внешнему виду ничем не отличается от плиты северного крыла Днепровско-Донецкой впадины. В горизонтальном направлении она также нередко переходит в фосфоритные желваки. В ней часто встречаются наросты пирита, превращенного в бурый железняк.

Состав фракций нерастворимого остатка фосфоритной плиты из г. Изюма приведен в табл. 16.

Таблица 16

Минеральный состав фракций нерастворимого остатка фосфоритной плиты из г. Изюма (в %)

(Нерастворимый остаток составляет 43,57%)

Минералы	Фракции в мм						
	>0,50	0,50—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	>0,01	<0,01
Кварц	0,05	1,47	14,93	25,10	2,90	44,45	—
Глауконит	0,005	0,06	12,34	12,55	1,85	26,80	—
Лимонит	0,02	0,02	0,35	0,42	0,26	1,07	—
Прочие	0,05	0,05	0,14	0,08	0,06	0,38	—
Сумма	0,12	1,60	27,76	38,15	5,07	72,70	27,30

Как видно, нерастворимый остаток можно назвать песчано-глинистым алевритом.

Состав фосфоритной плиты из Краматорска, Изюма и Лисичанска представлен в табл. 17.

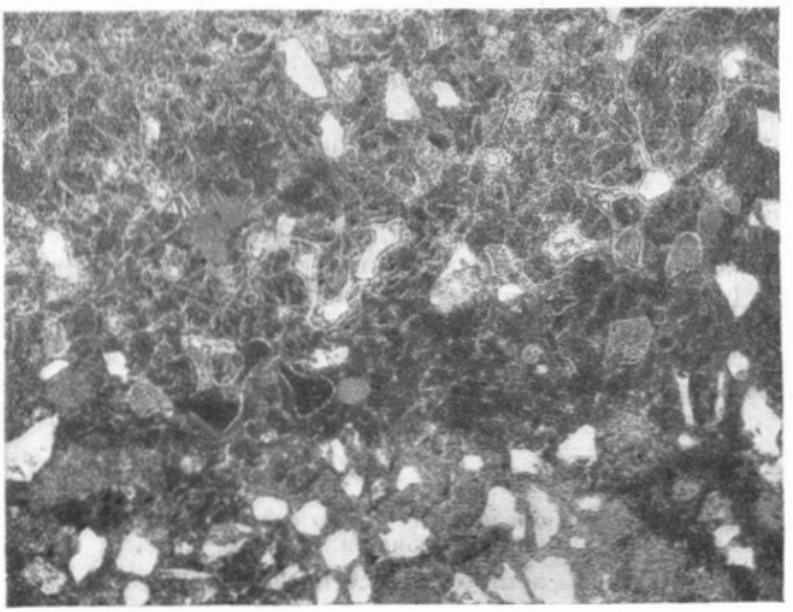
Вместе с кварцем подсчитаны и полевые шпаты, на их долю в изюмских и краматорских фосфоритах приходится 1—2%, в лисичанских — около 5%. Среди них определены микроклин, ортоклаз и плагиоклазы.

Таблица

Минеральный состав фосфоритной плиты северо-западной окраины Донбасса

Местонахождение	Содержание в %				Диаметр зерен в мм	
	кварц	глауконит	кальцит	курскит	кварц	глауконит
Изюм	30	13	5	52	0,10	0,12
Краматорск	32	12	3	53	0,10	0,13
Лисичанск	45	3	0	52	0,36	0,30

Степень выветрелости их средняя. Окатанность зерен слабая даже в лисичанском среднезернистом фосфорите. Спикулы губок растворены, а стенки



Фиг. 22. Микрофотография шлифа фосфорита из окрестностей г. Изюма. Стенки пор от растворившихся спикул губок покрыты тонкой пленкой радиально-лучистого курскита. Ув. 46, без анализатора.

образовавшихся пор выстланы тонкой пленкой радиально-лучистого курскита (фиг 22)

Глауконит образует почковидные зерна, зеленые и светлозеленые, иногда с бледнозеленой оболочкой (фиг. 23).

Кальцит в виде тонкого порошка рассеян в массе фосфата. Среди него можно различить фораминиферы, кокколиты и обломки раковин двустворок, но происхождение большей части кальцита не могло быть определено.

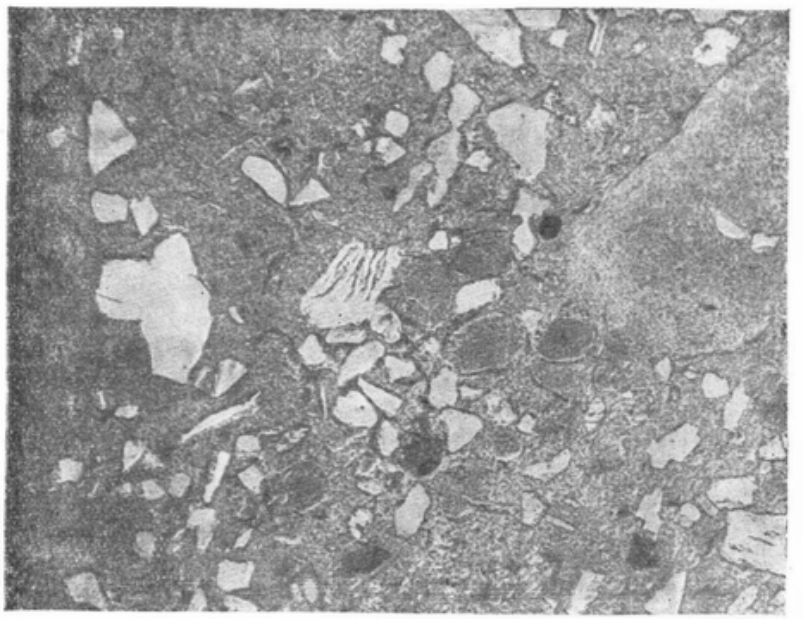
Курскит преимущественно аморфный, редко радиально-лучистый. Вместе с курскитом подсчитаны рассеянные включения гидроокиси железа, глинистого и органического вещества, общее количество которых составляет 4—5%.

Резкое увеличение крупности песка в Лисичанском районе не случайно, оно указывает на близость береговой линии сеноманского моря.

Недавно О. В. Савчинская (1953) обнаружила в бассейне Луганы сеноманскую фауну среди грубых песков и гравия, относившихся ранее к турону.

Грубый мел, покрывающий фосфоритную плиту в г. Изюме, по подсчетам в шлифах, имеет следующий состав (в %):

	Низ слоя	Верх слоя
Основная масса	56	60
Призмы иноцерамов . . .	25	30
Фораминиферы	8	8
Раковины моллюсков . .	5	1
Обломки иглокожих . . .	1	1
Глауконит	3	0
Кварц	2	0



Фиг. 23. Микрофотография шлифа фосфорита из окрестностей г. Изюма. Среди массы аморфного курскита слабо выделяются зерна глауконита и хорошо видны светлые зерна кварца разных размеров. Ув. 46, без анализатора

Любопытно, что и здесь, как и на севере, в сеномане раковины иноцерамов полностью распадаются на отдельные призмы, целые раковины или их обломки встречены не были. Большое количество призм иноцерамов придает мелу грубый, как бы песчанистый облик. В действительности песка в мелу очень мало. В нижней части мела встречено несколько зерен фосфатизованных копролитов диаметром 0,03 мм, частично глауконитизированных.

Такой же состав имеет песчанистый мел, сохранившийся в виде линзы в 3 км северо-восточнее Краматорска. Сеноманский мел, на контакте его с туронским, имеет светложелтый цвет, уплотнен и источен сверлящими организмами. Очевидно, на границе сеноманского и туронского веков произошло обмеление моря, в результате чего сеноманский мел был сильно размыт.

Ж. Южная окраина Донбасса

По левобережью р. Крынки на головах глинистых сланцев и песчаников карбона залегает фосфоритный агломерат, содержащий многочисленную сеноманскую фауну. В одних случаях его покрывают

глауконитово-кварцевые пески, переходящие вверх в грубый мел или известковистый песчаник сеноманского яруса, а в других он покрывается светлосерыми мергелями и известковистыми глинами, принадлежащими, вероятно, сантону.

Агломерат состоит из шероховатых фосфоритных конкреций и небольшого числа слабо окатанных фосфоритных галек, сцементированных рыхлым кварцево-глауконитовым известковистым песчаником. В кровле агломерата встречены хорошо окатанные гальки черных кремней.

Фосфоритные гальки состоят из аморфного светлосерого курскита, среди которого изредка рассеяны мелкие зерна кварца, глауконита и хлопья гидроокиси железа и органического вещества. При большом увеличении видно, что «аморфный» курскит представляет собой агрегат весьма мелких (0,001 мм) кристалликов с едва заметной поляризацией. Зерна кварца не окатаны, размеры их 0,02—0,1 мм в диаметре. Глауконит имеет зеленый цвет, довольно однородный, форма зерен угловатая или округлая, размеры их 0,05—0,2 мм, чаще 0,1 мм в диаметре. Из органических остатков встречаются следы спикул губок, фораминиферы и округлые пустоты, напоминающие сферы. Как сами спикулы губок, так и раковины фораминифер растворены, а образовавшиеся пустоты заполнены курскитом или гидроокисью железа. Состав гальки: 93% курскита, 4% глауконита, 1% гидроокиси железа. Изредка встречаются пластинки мусковита.

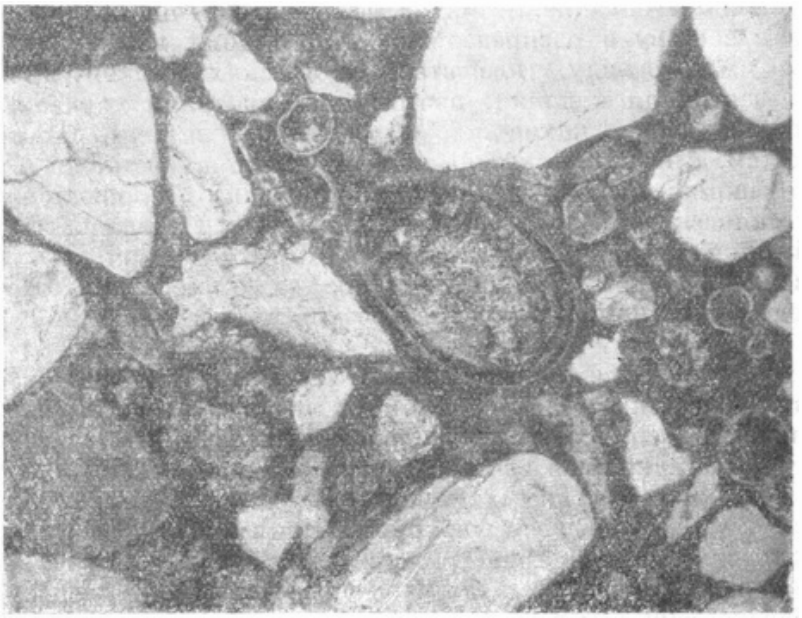
Шероховатые фосфоритные конкреции, диаметром 1—3 см, имеют темный цвет. В шлифе видно, что конкреция состоит из коллоидального курскита, цементирующего зерна глауконита, кварца и кальцитовые раковины организмов. Цвет курскита светлый, агрегатная поляризация принадлежит, вероятно, тонко рассеянному кальциту. Зерна кварца угловатые, размеры их 0,05—0,15 см. Глауконитовые зерна крупнее кварцевых, обычно 0,1—0,2 мм в диаметре, цвет их зеленый, форма почковидная, поляризация агрегатная. Кальцит встречается в виде раковин фораминифер, кокколитов, призм иноцерамов, неправильных зерен неясного происхождения и в форме крупнокристаллического вторичного кальцита. Кокколиты имеют 0,005 мм в диаметре, их много — до 5 или 10% породы. Вторичный кальцит выполняет поры в фосфорите, образовавшиеся главным образом в результате растворения крупных спикул губок, диаметром 0,07 мм. Кроме того, имеется большое количество мелких спикул губок, тело которых также обычно растворено, а образовавшиеся поры частично выполнены фосфатом. Показатель преломления фосфата 1,597—1,600, что отвечает курскиту. Состав шероховатого фосфорита: 65% курскита, 4% кварца и полевых шпатов, 18% глауконита, 14% кальцита, в том числе: 7% кокколитов, 3% фораминифер, 1% двустворок, 1% вторичного кальцита и 1% неопределимых обломков.

Кремневая галька состоит из агрегата весьма мелких (0,01 мм и меньше) зерен кварца и халцедона. В этом агрегате рассеяны участки более крупных кристаллов халцедона, заполняющих полости раковин фораминифер и замещающих их стенки. Облик фораминифер похож на меловых гюмбелин и глобигерин, так что, вероятно, эта галька образовалась из туронского кремня. Это вполне возможно, так как турон в этом месте размыт сантонской трансгрессией.

Описанные выше конкреции и гальки заключены в кварцево-глауконитовый известковистый песчаник. Цемент его представляет собой тонкочешуйчатую массу нерасчленимого карбоната, среди которого рассеяны призмы раковин иноцерамов, фораминиферы и кокколиты. Последние различимы только потому, что шлиф очень тонкий. Полости раковин фораминифер заполнены либо веществом основной массы, либо мелко-

зернистым кальцитом (размеры зерен 0,02—0,03 мм). Из некарбонатного материала в песчанике содержится много зерен глауконита округлой и почковидной формы, зерна кварца и зерна аморфного курскита (копролиты). Диаметр зерен глауконита 0,1—0,2 мм, кварца 0,10—0,15 мм. Состав песчаника: 6% кварца и полевых шпатов, 15% глауконита, 2% копролитов, 78% цемента, в том числе 5% призм иноцерамов и 1% форминифер.

Белый известковистый песчаник, покрывающий сеноманские пески у совхоза № 5, как показано на фиг. 24, состоит из зерен кварца (45%), полевых шпатов (5%), глауконита (2%), фосфатизованных копролитов



Фиг. 24. Микрофотография шлифа известковистого песчаника. Совхоз № 5 на р. Крынке. Ув. 46, без анализатора

(2%), призм иноцерамов (10%) и раковин форминифер (2%), сцементированных нерасчленимой в шлифе мелкозернистой карбонатной массой, составляющей 34%. В отмученной части песчаника виден состав этой массы: 25% кокколитов и их обломков, 5% неопределимых кальцитовых обломков и 4% глинистых частиц.

Средний диаметр зерен кварца и полевых шпатов 0,6 мм, глауконита — 0,3 мм, копролитов — 0,3 мм. Глауконит почковидный, зерна полевых шпатов и кварца окатаны слабо. Из полевых шпатов преобладают основные плагиоклазы и, реже, микроклин. Особенность песчаника состоит в том, что все полости форминифер заполнены таким же карбонатом, как и основная масса. Трещины некоторых зерен плагиоклазов заполнены глауконитом. Изредка встречаются остракоды и округлые образования, напоминающие сфер; диаметр их 0,03 мм.

Песчаник из Елено-Николаевки, который Б. Ф. Мефферт (1924) определил сеноманским и изобразил на табл. 7 своей работы, резко отличается от сеноманских пород. В шлифе видно, что этот песчаник состоит из хорошо окатанных зерен кварца с кварцевым цементом регенерации; полевые шпаты в нем очень редки. Очевидно, этот песчаник относится не к сеноману, а к нижнему карбону.

3. Условия образования осадков

1) Литология

Для определения особенностей того бассейна, в котором накоплялись сеноманские образования, необходимо прежде всего восстановить границу морл и суши. Естественно, что она точно может быть проведена только там, где на соседних участках имеются остатки морских и континентальных отложений одного и того же возраста, или где мелководные или прибрежные отложения содержат минералы или породы, характерные для соседней суши.

Континентальные сеноманские осадки не найдены не только в Днепровско-Донецкой впадине, но и на всей Русской платформе. Поэтому обратимся к составу и распределению терригенных компонентов. Здесь необходимо иметь в виду, что состав сеноманских осадков сильно изменяется по вертикали колонки, поэтому на основании изучения одного разреза трудно делать какие-либо определенные выводы. На прилагаемой схеме (см. фиг. 10) показана огромная сплошная площадь распространения сеноманских отложений, лишь по краям разорванная позднейшими тектоническими и эрозионными процессами. Очевидно, что на этой сплошной площади накоплялись осадки открытого моря, а отложения лагун и заливов могли происходить только за ее пределами. Это необходимая предпосылка при истолковании результатов механического анализа пород.

Почти повсюду сеноман начинается фосфоритным галечником. Прежде всего возникает вопрос, является ли этот галечник следом сеноманской трансгрессии или только признаком обмеления моря на границе альба и сеномана, или же свидетелем эрозионной деятельности морских течений. Нет никаких прямых палеонтологических данных, указывающих на то, что основной сеноманский галечник имеет в разных районах разный возраст. В случае трансгрессивного залегания галечника покрывающие его сеноманские слои были бы представлены полнее в районах начала трансгрессии, чем в тех местах, куда трансгрессия достигла позже. Таких указаний также нет в нашем распоряжении. Известные случаи большей или меньшей мощности сеноманских песков, например по линии Дмитриев—Курск—Щигры, скорее могут быть объяснены более или менее благоприятными условиями накопления осадков, чем длительностью времени их отложения.

Галечник состоит из хорошо окатанных галек фосфоритов глинистого типа, содержащих фауну среднего альба, и из слабо окатанных галек тонкопесчанистых фосфоритов с верхнеальбскими ископаемыми. Все эти гальки заключены в среднезернистом песке, содержащем кварцевый гравий.

Размыв пород среднего и верхнего альба, образование галечника и появление кварцевого гравия могли происходить и при обмелении бассейна. Вполне естественно, что обмеление моря должно было сопровождаться у его краев регрессией и последующей трансгрессией. На обмеление бассейна и близость суши указывает большое количество обломков фосфатизованной древесины, присутствующей среди галечника в основании сеномана.

Следы морского течения наблюдались только в одном месте — у г. Яхрома, севернее Москвы. Здесь пески, подстилающие и покрывающие фосфоритный галечник, имеют косую слоистость типа потока, с падением слойков к востоку. Эта слоистость указывает, что здесь в конце альба и в начале сеномана проходило морское течение в восточном направлении. Во всех других изученных обнажениях сеномана тонкая слоистость полностью уничтожена илоядными животными и частью замучиванием.

Несмотря на хорошую обнаженность сеноманских слоев и на большое количество изученных разрезов, до сих пор нигде не найдены какие-либо определенные признаки, указывающие на континентальный перерыв между морскими осадками альба и сеномана. Только за пределами Днепровско-Донецкой впадины, на Волге южнее Саратова, в низах сеноманских песков мною наблюдались древние русла, выполненные песчано-глинистыми осадками и свидетельствующие о кратковременном континентальном перерыве.

Приведенные данные позволяют сделать пока лишь предварительное заключение, что сеноманский галечник образовался в результате обмеления моря и под действием течения, уносившего тонкий материал за пределы впадины.

Фосфоритоносные пески в Подмосковной котловине почти целиком кварцевые, с примесью глауконита (5%), мелкозернистые, хорошо отсортированные. Каких-либо указаний на близость береговой линии не имеется. Только по общим тектоническим направлениям можно предполагать, что она проходила северо-западнее г. Калинина и восточнее г. Иваново.

В Днепровско-Донецкой впадине крупность фосфоритоносных песков весьма разнообразна. По северной окраине впадины, от Минска и до р. Сож, пески всюду мелкозернистые — фракция $>0{,}25$ мм из района Бобруйска составляет всего 9%. Очевидно, берег моря проходил значительно севернее современной границы распространения сеномана.

На р. Сож у дер. Стайки появляются среднезернистые пески, даже с примесью кварцевого гравия. Севернее, в Смоленске, у с. Добромино и в верховьях Угры, сеноман снова представлен тонкозернистыми песками и даже глинами. Эти факты говорят за то, что берег сеноманского моря был тоже значительно севернее Смоленска, а появление среднезернистых песков у дер. Стайки объясняется либо местными причинами (возможно наличие вблизи острова), либо притоком терригенного материала с юга.

По линии от верховьев Угры на Мосальск наблюдается увеличение крупности терригенного материала. Содержание фракции $>0{,}25$ мм в Бычках составляет 26,3%, а в Буканке — 31,0%. К югу и юго-востоку отсюда средне- и крупнозернистые пески прослеживаются в направлении на Павловские хутора (Бушинский, 1934) и далее на Глазуновку, т. е. вдоль северной границы современного распространения сеноманских отложений. К западу от Павловских хуторов пески становятся более мелкими и у с. Подбужье переходят в тонкозернистые, с содержанием фракции $>0{,}25$ мм 4—10%. Такие же тонкие пески прослеживаются отсюда в северо-западном направлении — на с. Сеща и далее на Смоленск, Могилев, Минск.

Западнее с. Подбужье, в районе Брянска, пески снова становятся средне- и крупнозернистыми (табл. 18). Так, содержание фракции $>0{,}25$ мм на р. Сеснe равно 25—46%, в Брянске — 23—58%, у с. Ревна — 56—63%, в Дмитриеве — 52%. Наиболее грубые пески наблюдались мною в 25 км юго-западнее Брянска, у с. Выгоничи (см. фиг. 26).

Из этих данных следует, что наиболее глубокая полоса сеноманского моря проходила по линии Подбужье—Сеща—Смоленск и что терригенный материал поступал сюда как с востока, так и с запада или юго-запада (фиг. 25 и 26). Чтобы не оставалось сомнения в том, что это заключение построено на изучении случайных образцов, приведу послойные механические анализы песков из с. Подбужье и из Брянска (табл. 18).

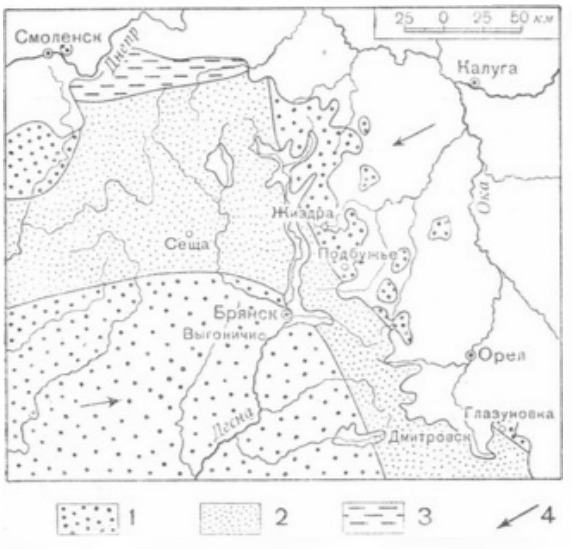
Приведенные в этой таблице данные полностью подтверждают сказанное. К этому можно добавить, что средний диаметр кварцевых зерен

Таблица 18

Подлинный механический состав сеноманских песков (в %)

Пункт	Горизонт	Размер зерен в мм			
		>0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01
Брянск	Верхний	25,6	46,4	0,8	26,9
»	»	25,8	57,3	1,8	35,0
»	Средний	47,0	48,3	1,3	4,4
»	»	37,5	55,4	6,2	0,9
»	Нижний	54,9	44,0	0,9	0,2
Подбужье	Средний	4,4	70,2	12,1	13,3
»	»	6,4	65,9	10,7	17,0
»	»	5,9	74,2	7,1	12,8
»	Нижний	8,9	64,4	7,9	18,7

сеноманских песков в Павловских хуторах равен 0,5 мм, причем эти зерна хорошо окатаны, в то время как в Брянском районе песчинки такого же размера окатаны хуже, пернее, наряду с хорошо окатанными, имеется примесь слабо окатанных зерен.



Фиг. 25. Схема изменения крупности сеноманских песков в бассейне верховьев рек Днепра, Десны и Оки.

1 — пески средне- и крупнозернистые; *2* — пески мелкозернистые; *3* — глины; *4* — направление сноса терригенного материала.

Далее возникает вопрос, откуда в Брянском районе могли появиться крупнозернистые пески. Для этого проследим распространение величины зерна сеноманских песков по скважинам западнее и юго-западнее Брянска. Заранее следует оговориться, что полученные таким путем выводы не могут претендовать на большую точность, так как подмеловая песчаная толща не расчленена на ярусы.

Крупнозернистые подмеловые пески пройдены буровыми скважинами в Чернигове, Гомеле, Городне, Бахмаче и на хуторе Пересаже. Далее на запад, за отсутствием материалов, путь крупнозернистых песков теряется. Только в Киеве и в Каневе имеется ряд прослоев гравия, которые могли быть проводниками крупных песков в сторону впадины.

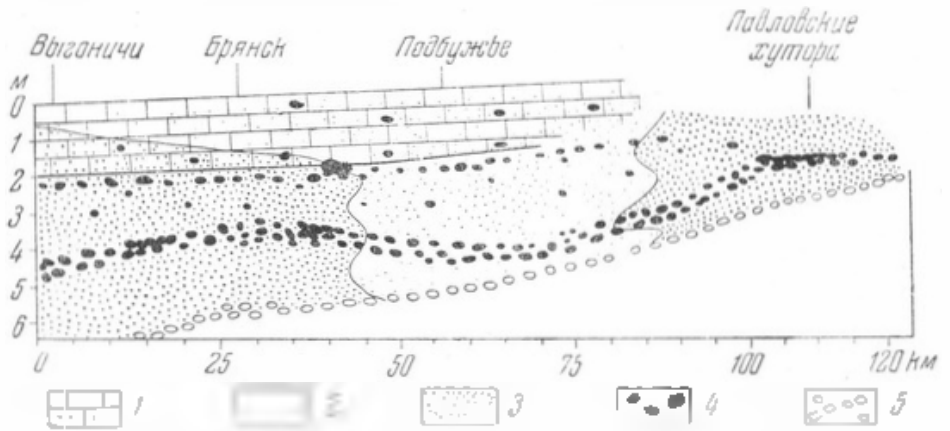
Таким образом, с большой долей вероятности можно предполагать, что крупнозернистые пески Брянского района принесены с запада или запада-юго-запада, т. е. с Украинского кристаллического массива. Перенос этих песков на такое большое расстояние, через всю впадину, совершался, вероятно, морским течением.

Механический состав сеноманских песков и нерастворимых остатков фосфоритов Курской и Воронежской обл. изучен менее детально (табл. 6 и 7). Пески здесь довольно однообразны. Хотя и намечается некоторое

укрупнение зерен кварца в районе Курска и Старого Оскола, однако эти данные единичны и не позволяют делать какие-либо решительные выводы, оставляя их до более детальных исследований. Небольшим источником терригенного материала был Воронежский кристаллический массив, на что указывает налегание сеномана непосредственно на граниты у Павловска и в соседних районах на Дону.

В Новохоперском районе пески весьма однородные и мелкозернистые, диаметр зерен кварца и глауконита 0,1—0,2 мм, а содержание глауконита 5—10%.

На Донском поднятии, у станицы Сиротинской, сеноманские пески также довольно однородные и мелкозернистые. Только в верхней части слоя пески более крупные, но все еще остаются в группе мелкозернистых.



Фиг. 26. Схема изменения крупности сеноманских песков на разрезе по линии Выгоничи—Брянск—Подбужье—Павловские хутора:

1 — мел песчанистый; *2* — песок мелкозернистый; *3* — песок средне- и крупнозернистый; *4* — фосфоритные желвачки; *5* — фосфоритные гальки

Распределение крупности песков на северо-западной окраине Донбасса весьма четкое. В Краматорске и в Изюме пески тонкозернистые, а в Лисичанске и Ворошиловграде — среднезернистые с примесью крупных зерен. Если для первых двух пунктов областью сноса мог быть Украинский кристаллический массив, то для Лисичанска и Ворошиловграда приходится предполагать существование суши южнее этих городов. Следовательно, отсутствие сеноманских отложений к юго-востоку от Лисичанска и к югу от Ворошиловграда объясняется не результатом последующей эрозии, а тем, что они здесь и не отлагались.

Значительный приток песчаного материала во впадину происходил с юга, со стороны Кременчуга, на что указывает присутствие большего количества крупнозернистых песков в Полтаве.

На южной окраине Донбасса сеноман начинается крупнозернистыми кварцевыми грубо окатанными песками с большим количеством полевых шпатов. Областью сноса для этих песков, очевидно, был недалеко отсюда расположенный Приазовский гранитный массив.

Для верхних слоев сеномана, содержащих тонкозернистый кварцевый песок с малым количеством полевых шпатов, можно предполагать более отдаленную область сноса, может быть, южную окраину того же Приазовского массива.

Теперь обратимся к распределению фосфоритов и глауконита на площади распространения сеномана.

Результаты работ по изучению фосфоритов опубликованы в известных сборниках для Международного геологического конгресса, состоявшегося

в Мадриде в 1927 г. (Архангельский, 1927$_1$, $_2$) и в Москве в 1937 г. (Дрожжева и Орлова, 1937). Рассмотрим эти результаты с точки зрения литологии.

Весовое содержание фосфоритов на площади в 1 м² пласта принято называть продуктивностью (пласта) и выражать ее в кг/м².

Определение продуктивности производилось следующим образом: фосфоритный пласт вскрывался шурфом на площади в 1 м², затем его вынимали на брезентовое полотнище, рассевали сухую на сите 4 мм и каждую фракцию взвешивали. Отсюда брали пробы для анализов и для определения влажности, весом 5—10 кг каждая. В результате замера по стенкам шурфа объема вынутой массы и ее взвешивания получался объемный вес фосфоритного пласта в грунте при естественной влажности и в пересчете на воздушно-сухое вещество. Затем производили химический анализ концентрата и отсева (хвостов). Иногда вводили дополнительные номера сит и мокрый рассев.

Изменения продуктивности фосфоритовых пластов на пространстве от р. Сож до Дона весьма широки. Даже в пределах небольших площадей продуктивность нередко изменяется в 1½—2 раза в ту или другую сторону. Строго определенных закономерностей в распределении продуктивности на малых площадях уловить не удалось. У северной границы распространения сеномана в средне- и крупнозернистых песках продуктивности фосфоритов обычно малы. Сравнительно высокая продуктивность наблюдается в областях распространения мелкозернистых песков, т. е. в отложениях более глубоких частей сеноманского моря. Низкая продуктивность наблюдалась у северной границы распространения сеномана в средне- и крупнозернистых песках, по западной его границе и восточнее р. Дона.

В средней части впадины фосфориты распространены, вероятно, везде, где есть сеноман, и если некоторыми скважинами они не констатированы, то это скорее результат небрежной документации, чем признак действительного их отсутствия. Во всяком случае продуктивность фосфоритовых пластов здесь, видимо, совсем незначительна.

Содержание P_2O_5 в фосфоритах находится в связи с крупностью примеси обломочного материала. Наиболее богаты фосфориты глинистой разновидности, в них содержится 25—30% P_2O_5. Тонкопесчанистые фосфориты содержат 17—20% P_2O_5, а фосфориты, включающие средне- и крупнозернистый песок, — 12—17% P_2O_5. Особняком стоят так называемые сливаки или толокушки, в них содержится обычно 5—10% P_2O_5. Нижний фосфоритный горизонт, как состоящий преимущественно из тонкопесчанистых фосфоритов, отличается повышенным содержанием P_2O_5 — около 17—18%.

Как видно, качество фосфоритов даже этого горизонта очень низкое и не достигает стандарта на фосфоритную муку, содержание P_2O_5 в которой должно быть не ниже 19%. Накопление фосфоритов тяготело больше к северной части впадины, но не у берега моря, а на некотором от него отдалении. Оно сосредоточивалось преимущественно на площадях распространения мелкозернистых песков, т. е. в более латинных частях водного бассейна.

Глауконит распространен во всех сеноманских породах. Наиболее высокая концентрация зерен глауконита наблюдалась в тонкозернистых песках, где она достигает 5—10%, в то время как в средне- и крупнозернистых она обычно не превышает 1—3%. Соотношение количества глауконита к кварцу в шероховатых фосфоритах и в окружающих их песках по ряду подсчетов оказалось весьма близким, в фосфоритах оно чаще даже несколько более высокое. Этот факт указывает на то, что формирование глауконита заканчивалось до начала затвердевания фосфоритных конкреций.

Средние размеры зерен глауконита, как в мелких, так и в крупных песках, чаще составляют 0,1 мм. Отсюда можно допустить, что механическая дифференциация не оказывала влияния на его концентрацию среди тонких песков.

2) Органический мир

В предыдущем разделе был рассмотрен состав сеноманских отложений и приблизительно намечены контур береговой линии сеноманского моря и источники терригенного материала, определены области больших и меньших глубин моря и область распространения фосфоритов и глауконита. Было сделано заключение, что сеноманские фосфориты накоплялись в подвижной воде и что эта подвижность определялась как волнением, так и течениями. В отдельных случаях были определены также направления течений.

Теперь рассмотрим растительные и животные органические остатки и что они дают для понимания условий сеноманского моря.

Остановимся прежде всего на северном крыле впадины, где фауна и флора изучены наиболее полно. Отсюда определены 132 вида животных, принадлежащие 71 роду. По группам они распределяются следующим образом:

	Число видов	Число родов
Радиолярии	1	1
Фораминиферы	11	11
Губки кремневые	8	10
Плеченогие	7	7
Двустворки (пластинчатожаберные)	19	16
Брюхоногие	8	14
Головоногие	3	3
Черви	3	3
Рыбы	8	5
Ящеры	3	1

Из других районов впадины определено значительно меньшее число форм, но это обусловлено не бедностью фауны, а скорее ее слабой изученностью и частью, может быть, худшей сохранностью.

Представителями растительных организмов являются обломки окатанной и фосфатизованной древесины и кокколиты. Клеточное строение древесины хорошо сохранилось, благодаря чему удалось установить, что она принадлежит одному отряду кипарисовых — *Cupressinoxylon kiprijanovi* M e r k. Эта форма не была, конечно, обитателем моря и с большим правом должна быть отнесена к материалу, принесенному с берега.

Д р е в е с и н а часто встречается в нижнем, или галечном фосфоритном слое, гораздо реже — в среднем, а в верхнем слое и в песчанистом мелу отсутствует. Только в Каневском районе и на южной окраине Донбасса древесина часто попадается и в верхнем фосфоритном слое. В Каневе один фосфоритный прослоек сложен почти целиком из обломков фосфатизованной древесины. Вмещающий его прослоек песка тоже состоит из тонко перетертых древесных остатков.

Хотя древесина в морях может переноситься на огромные расстояния, например — пересекать по направлению Гольфстрима Атлантический океан, однако присутствие в фосфоритном галечнике ее больших количеств, несомненно, свидетельствует о близости суши.

К о к к о л и т ы в известковистых песках довольно редки, но в песчанистом мелу они составляют значительную, а иногда и большую часть

породы. Трубочки рабдолитов в небольших количествах содержатся в известковистых песках и в песчанистом мелу Каневского района.

Кокколиты и рабдолиты представляют собой остатки планктонных известковых водорослей. Первые свидетельствуют о теплоумеренном климате, вторые указывают, что в Днепровско-Донецкую впадину заходили и теплые течения или был теплый климат

Бактерии или, вернее, тонкие нити, напоминающие бактерий, встречаются почти во всех фосфоритах, особенно много их в копролитах.

Радиолярии встречаются в фосфоритах нижнего и, редко, в нижней части среднего горизонтов (Брянск, Сеща). Они принадлежат одному роду *Porodiscus* и, вероятно, одному виду. Современные представители этой группы радиолярий живут в прибрежных водах теплых и северных морей.

Фораминиферы представлены 17 видами, принадлежащими 11 родам. Из них три рода — *Textularia*, *Gaudryina* и *Arenobulimina* — имеют песчанистую раковину. Вместе с известковыми формами *Bolivinita*, *Bolivina*, *Bulimina*, *Anomalina* и *Nodosaria* они жили на дне моря. Роды *Globigerina* и, вероятно, *Gümbelina* и *Gyroidina* являются представителями планктонной фауны.

Губки встречаются в форме фосфатизованных скелетов, преимущественно — обломков, реже — целых образований; 18 определенных видов губок принадлежат 7 родам. Все они относятся к группе кремневых губок — шестилучевых, четырехлучевых и каменистых. Спонгиновая часть губки сначала была замещена курскитом, затем стенки пор внутри губки, а также поверхность спикул покрылись пленкой радиально-лучистого курскита, после чего кремнезем был полностью растворен. Отсюда понятно, что губки, вернее — фосфатные псевдоморфозы по ним, сохранились только там, где происходила их фосфатизация.

В нижнем фосфоритном горизонте встречаются окатанные и неокатанные обломки губок, как шестилучевых, так и каменистых, всегда набитые песком. Многие из них приросли к фосфоритным галькам и к фосфоритной плите.

В среднем фосфоритном горизонте и в вышележащих песках и фосфоритах губки лучше всего сохранились. Преобладают шестилучевые губки, а грушевидные — *Jerea* и *Siphonia* — довольно редки. Шестилучевые губки почти всегда содержат в своем теле большее или меньшее количество песка. Некоторые из них настолько песчанисты, что с трудом удается установить их губковую природу. Пластинчатая форма, следы спикул и иногда слабо выраженные правильно расположенные оскулярные отверстия выдают принадлежность таких фосфоритных обломков к губкам. Грушевидные губки состоят почти целиком из радиально-лучистого курскита, без примеси песка, поэтому они могут представить интерес для минералогического изучения курскита. В современных морях также живут губки, переполненные песком, корненожками или обломками раковин, отражая этим состав донного грунта. Все эти включения попадали в тело губки при ее жизни.

Современные кремневые губки живут в морях различных широт, преимущественно на глубинах бо́льше 300 м; каменистые губки тяготеют к глубинам 80—300 м. Шестилучевые губки предпочитают твердый грунт. В сеномане встречаются еще не изученные формы, похожие на современные так называемые конские губки — *Euspongia equina*, живущие в Адриатическом море на глубинах 10—50 м.

Плеченогие, из которых определено 18 видов, распределяются между тремя семействами: лингулид — 1, торебратулид — 12 и риихонеллид — 5 видов *Lingula subovalis* D a v. встречается только в нижнем фосфоритном горизонте, и то весьма редко. Она имеет фосфатную, а не

роговую раковину, как ошибочно указывали многие геологи. Раковина современной лингулы также фосфатная, но с примесью значительного количества органического вещества (Виноградов, 1935).

Теребратулиды распространены главным образом в верхней части фосфоритной плиты и в покрывающих ее песках. Большие скопления *Terebratula obesa* Sow. и *T. carnea* Sow наблюдались мною непосредственно на фосфоритной плите в Городском овраге г. Дмитриева. Как правило, раковины почти всех теребратулид заполнены фосфоритом.

Ринхонеллиды — обычные ископаемые песчанистого мела, в меньшом количестве они были найдены вместе с теребратулидами в верхней части фосфоритной плиты и в покрывающем ее песке. В последних случаях их раковины заполнены фосфоритом, а раковины, находящиеся в мелу, — обычно пустые. Интересно отметить появление индийских форм *Rhinchonella uppwarensis* Dav. и *Rh.* aff. *arrialoorensis* Stol. В крупнозернистых песках плеченогие не встречены.

Современные плеченогие живут в морях нормальной солености, прикрепляясь гибкой ножкой (биссусом) ко дну. Они встречаются во всех широтах и на всех глубинах. Некоторые из них живут совсем вблизи берега и во время отлива, плотно закрывая свою раковину, стойко переносят отсутствие воды. Каменистый грунт благоприятен для прикрепления их при помощи биссуса.

Распределение отдельных видов более специфично. Лингулиды живут преимущественно на глубинах до 30 м, теребратулиды — от 50 до 200 м и ринхонеллиды — от 150 до 300 м. Этот порядок распределения отдельных семейств плеченогих по глубинам вполне соответствует порядку их распространения в сеноманских породах.

Ринхонеллиды и теребратулиды населяют главным образом теплые моря, и лишь немногие виды заходят в полярные бассейны.

Класс пластинчатожаберных моллюсков, или двустворок — наиболее многочисленный как по числу видов, так и по числу особей. Среди них определены 46 видов, принадлежащих 19 родам. Они широко распространены как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, и мы не получим представления об особенностях их обитания, если не рассмотрим каждую группу отдельно.

Семейство устриц представлено двумя родами — *Ostrea* и *Exogyra*. Последние имеют довольно грубую толстостенную раковину, причем наиболее грубые формы встречаются в нижнем и среднем фосфоритном горизонтах. Переходя в песчанистый мел, раковины их становятся заметно тоньше, особенно хорошо это видно у *Exogira conica* Sow. Известковистый песок содержит главную массу экзогир.

Среди рода *Ostrea*, или собственно устриц, явно преобладает *Ostrea nikitini* Arkh. Ее раковины можно встретить почти в каждом обнажении сеноманских слоев; особенно их много в известковистом песке и песчанистом мелу. По мере перехода из песков в песчанистый мел раковинки их становятся все более тонкими и более плоскими. В нижнем фосфоритном горизонте собственно устриц не встречено.

В сеномане устрицы нигде не образуют больших скоплений, которые можно было бы назвать устричными банками. Устрицы распространены преимущественно на полосе Брянск—Курск—Воронеж и очень редко встречаются в ложбине Сеща — Подбужье. Многие раковины устриц источены сверлящими организмами. Для прикрепления устриц служили фосфориты, обломки раковин и белемнитов.

Современные устрицы живут в теплых морях, обычно до глубины 50 м, в хорошо подвижной воде, прирастая к твердым предметам. На больших глубинах они селятся и на мягком грунте. Страшным бичом для современных устриц является улитка сверлильщица и один из видов

морских звезд. Эти хищники нередко опустошают огромные площади устричников.

Следующей группой по обилию форм являются пектениды, или гребешки, и близкие к ним семейства лимид (напильников) и спондилид (шарниров). Они представлены 10 видами, группирующимися в 5 родов. *Pecten asper* Lam. встречается в среднем фосфоритном горизонте и в покрывающих его песках. Раковина этого гребешка имеет средние размеры и покрыта продольными ребрами с изящными шипами. Это довольно редкая форма, но она имеет большое стратиграфическое значение, так как является руководящей для сеномана.

Наиболее распространенный гребешок — *Pecten orbicularis* Sow., или *P. membranaceus* Sow. (так названы разные створки одного и того же вида). Он встречается во всей толще сеномана, но больше в его средней части, сопровождаясь другими родственными родами — *Neithea*, *Lima* и *Plicatula*. Они приурочены большею частью к областям распространения мелкозернистых песков и песчанистого мела.

Spondilus встречается в известковистых песках и в песчанистом мелу.

Современные гребешки живут во всех морях и на всех глубинах. Они либо лежат на дне, либо плавают — передвигаются рывками по зигзагообразной линии путем резкого захлопывания створок раковин. Нежные раковины сеноманских гребешков указывают на то, что они жили в условиях, где волнение почти не достигало дна.

Современные спондилиды также широко распространены, они могут плавать или строят гнезда. Спондилиды живут на значительных глубинах в Средиземном море. К их богатой шипами раковине всегда пристает большое количество водорослей и грязи.

Если принять, что органическое вещество способствует фосфатизации, то станет ясным, почему усеянные шипами раковины гребешков и шарниров почти всегда покрыты наростами фосфоритов.

Современные лимы живут во всех морях, преимущественно на глубине 40—70 м.

Раковины иноцерамов встречаются исключительно редко, но обломки их в виде отдельных призмочек иногда переполняют песчанистый мел, достигая 80—90% его состава. Ниже среднего фосфоритного горизонта иноцерамы не встречались.

Род иноцерамов полностью вымер в конце мелового периода. Из того семейства, к которому он принадлежал, осталась *Perna*, два вида которой живут у берегов Мексики и Южной Африки.

Древоточец тередо встречен только там, где имеются остатки фосфатизованной древесины, т. е. преимущественно в нижнем фосфоритном горизонте. Как правило, древесина сильно источена древоточцем. Современные древоточцы живут преимущественно в теплых морях.

Остатки двустворок — *Arca*, *Trigonia*, *Nucula*, *Lucina*, *Cyprina*, *Opis*, *Venus*, *Panopaea* и *Anatina* — встречаются преимущественно в мелкозернистых песках. Современные их представители живут как в тропических, так и в полярных бассейнах, но главным образом — в теплых морях.

Класс брюхоногих, хотя и представлен 14 видами, принадлежащими 8 родам, но по числу особей далеко уступает двустворкам. Как правило, все брюхоногие сохранились либо в виде фосфоритных ядер, либо в форме отпечатков; сама раковина, если и встречается, то полностью фосфатизована.

Natica — хищное плотоядное животное. Она просверливает раковины моллюсков и высасывает их мягкое тело.

Solarium живет в тропических морях. *Turbo* и *Trochus* живут в прибрежных водах всех морей и питаются травой. Шесть найденных в сеномане видов этих моллюсков указывают, что это не случайные находки.

Отсюда возникает предположение — не образовались ли некоторые фосфориты среди зарослей морской травы? Травоядные моллюски в фосфоритах северной окраины Донбасса найдены также О. В. Савчинской (1952г).

Головоногие моллюски принадлежат трем родам — *Nautilus*, *Acanthoceras* и *Actinocamax*; каждый из них представлен одним видом. Первые два рода встречаются чрезвычайно редко и только в песчанистом мелу. *Actinocamax* — более обычен и был найден в среднем фосфоритном горизонте и вышележащих сеноманских слоях. Род *Schloenbachia* найден только на северо-западной окраине Донбасса и в Подмосковной котловине.

Современными представителями головоногих являются наутилус, аргонауто, каракатица, сепия, кальмар и спрут, или осьминог. Они могут свободно плавать или, во всяком случае, свободно передвигаться. Встречаются преимущественно в теплых и тропических морях и ведут хищный образ жизни.

Черви — один вид, *Serpula nöggeratii* Münst., от которой сохранились известковые трубочки, служившие ей защитой от врагов. Встречается сравнительно редко, найдена в известковистых песках и в мелу. Современные серпулиды живут в теплых и тропических морях, преимущественно в мелких водах.

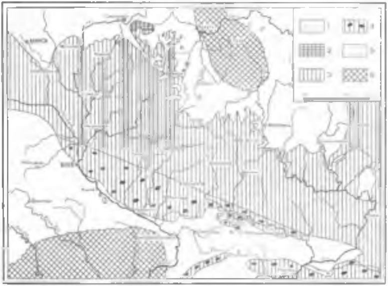
Следы червей в виде разнообразных ходов сохранились в изобилии в песках и в песчанистом мелу. Очевидно, что в сеноманском море преобладали бесскелетные илоядные или песоядные черви.

Интересны мелкие фосфатизованные копролиты. Размеры их 0,3—0,8 мм в диаметре, форма шаровидная, эллипсоидальная и неправильная (см. фиг. 15 и 24), цвет желтый, иногда буроватый или зеленоватый. Эти копролиты встречаются во всей толще сеномана — в песках, в мелу и в фосфоритных конкрециях. Вероятно, они принадлежат различным родам организмов.

Таким образом, подавляющее большинство органических остатков указывает на теплый климат сеноманского моря и на сравнительно небольшую его глубину. В то же время следует отметить отсутствие в сеномане таких характерных мелководных организмов, как рифовые известковые водоросли и колониальные кораллы. Эти организмы любят жить в тропических морях, в водах, пересыщенных карбонатом кальция, т. е. имеющих высокое значение pH, и к тому же не загрязненных мутью. Таких условий в сеноманском море, очевидно, не было — климат был теплоумеренный, а благодаря высокой концентрации растворенных фосфатов, были созданы благоприятные условия для пышного развития планктона, отмирающие остатки которого, падая на дно и разлагаясь, выделяли много углекислоты, препятствующей массовому развитию донных известковых организмов, в том числе рифовых водорослей и кораллов.

5. ТУРОНСКИЙ И КОНЬЯКСКИЙ ЯРУСЫ

Породы турона и коньяка часто сходны между собой и к тому же эти два яруса далеко не всюду разделяются стратиграфически, поэтому удобно рассмотреть состав их отложений в одной главе. Распространение туронских и коньякских осадков показано на фиг. 27 и 28. Как видно, эти осадки распространены очень широко во всей Днепровско-Донецкой впадине. Всюду (см. фиг. 2, 5 и 11) они залегают на сеномане. В пределах северной окраины Днепровско-Донецкой впадины граница между породами сеномана и турона едва намечается по прослойке желтого мела с редко рассеянными желтовато-белыми фосфоритными конкрециями. На северной окраине Донбасса поверхность сеномана размыта и источена сверлящими организмами, а в основании турона встречаются гальки мела.



Фиг. 27. Схема распространения отложений нижнего турона:

1 — пески; 2 — мергели; 3 — мел; 4 — мел с кремнями; 5 — площади вероятного накопления морских отложений, впоследствии размытых; 6 — суша

А. Белоруссия

Туронские и коньякские отложения в Белоруссии представлены белым пишущим мелом и только у восточных ее границ верхняя часть толщи турона и коньяк переходит в мергели и далее к востоку — в пески и трепелы. Состав мела иллюстрируется следующими химическими анализами (табл. 19).

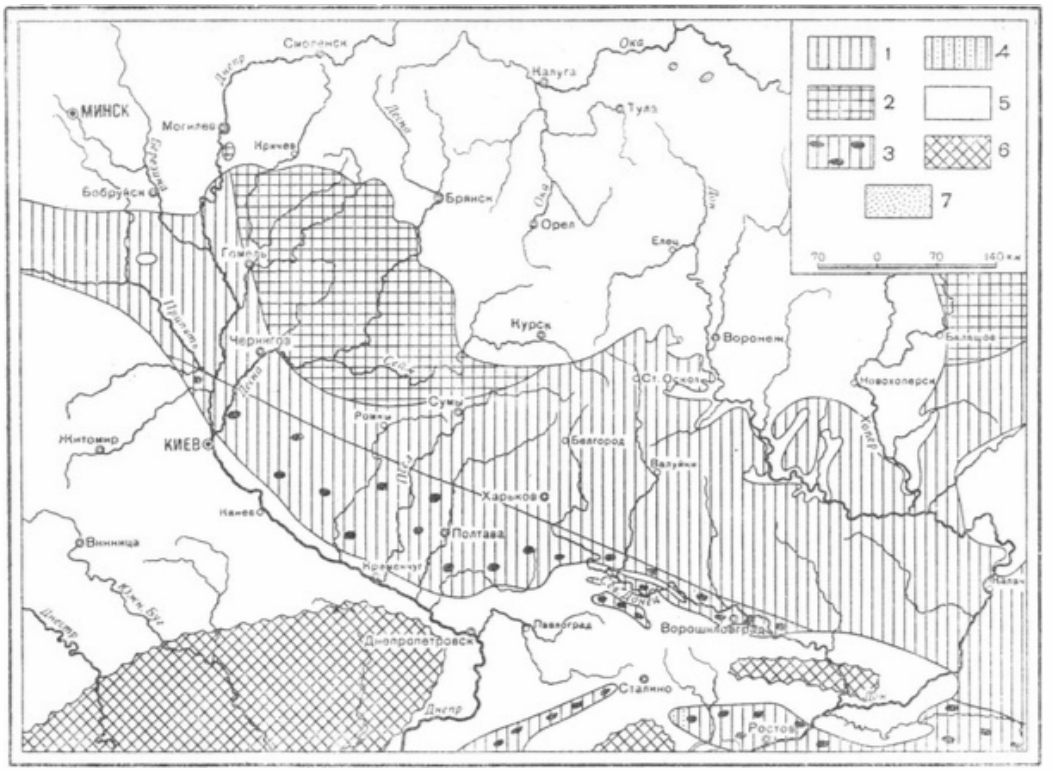
Таблица 19

Химический состав мелоподобных мергелей и мелов средней Белоруссии (в %)

№ пункта	Возраст	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	MnO	P_2O_5	CO_2	SO_3	R_2O	Потери при прокал.	Сумма	$CaCO_3$ *
1	Тп	0,66	0,44	0,31	55,32	0,14	—	—	—	—	—	43,05	100,02	98,82
2	»	5,83	4,90	7,07	40,45	0,58	—	—	—	—	—	41,53	100,19	89,85
3	»	7,88	1,60	1,46	47,26	1,08	0,07	0,43	36,82	0,41	0,49	0,70	98,22	84,12
4	»	9,30	3,74	1,82	45,77	0,62	0,04	0,09	36,62	0,55	0,68	0,40	99,28	81,38
5	»	7,56	1,02	1,28	48,14	0,68	0,00	0,36	37,67	0,64	0,65	1,55	99,86	85,69
6	»	0,77	1,04	0,90	49,78	0,90	0,00	0,39	37,43	0,70	0,80	1,38	99,63	86,82
7	Сн	4,47	0,92	0,85	51,22	0,86	0,08	0,20	39,46	0,41	0,29	0,71	99,21	91,17
8	»	3,17	0,28	0,68	53,14	0,32	0,00	0,44	41,18	0,22	0,49	0,10	100,22	94,59

* $CaCO_3$ везде рассчитан по CaO.

1 и 2 — дер. Дятелько, в 5 км западнее с. Пойзаново, в 45 км юго-западнее Минска (по О. А. Давыденко); 3 — дер. Ковалевичи, около Бобруйска (по М. М. Цапенко); 4 и 5 — Настрочская слобода, в 20 км на северо-северо-восток от Бобруйска (по М. М. Цапенко); 6 — дер. Осиповичи, в 52 км на северо-восток от Бобруйска (по С. С. Маликевичу и М. М. Цапенко); 7 и 8 — пос. Пинковский на Днепре (по М. М. Цапенко).



Фиг. 28. Схема распространения коньякских отложений:

1 — мел; *2* — мергель; *3* — мел с кремнями; *4* — мел песчанистый; *5* — площади вероятного накопления морских отложений, впоследствии размытых; *6* — суша; *7* — песок

Все анализированные образцы туронского мела и мелоподобных мергелей относятся к ледниковым отторженцам. Содержание $CaCO_3$ в них варьирует от 81 до 98%. Мергели — глинистые, а не кремнеземистые. Образцы коньякских пород взяты из коренной залежи. Эти породы можно определить как глинистый мел.

В мест. Городец среди толщи турона и в основании коньяка отмечены прослойки песка (фиг. 29, *А*).

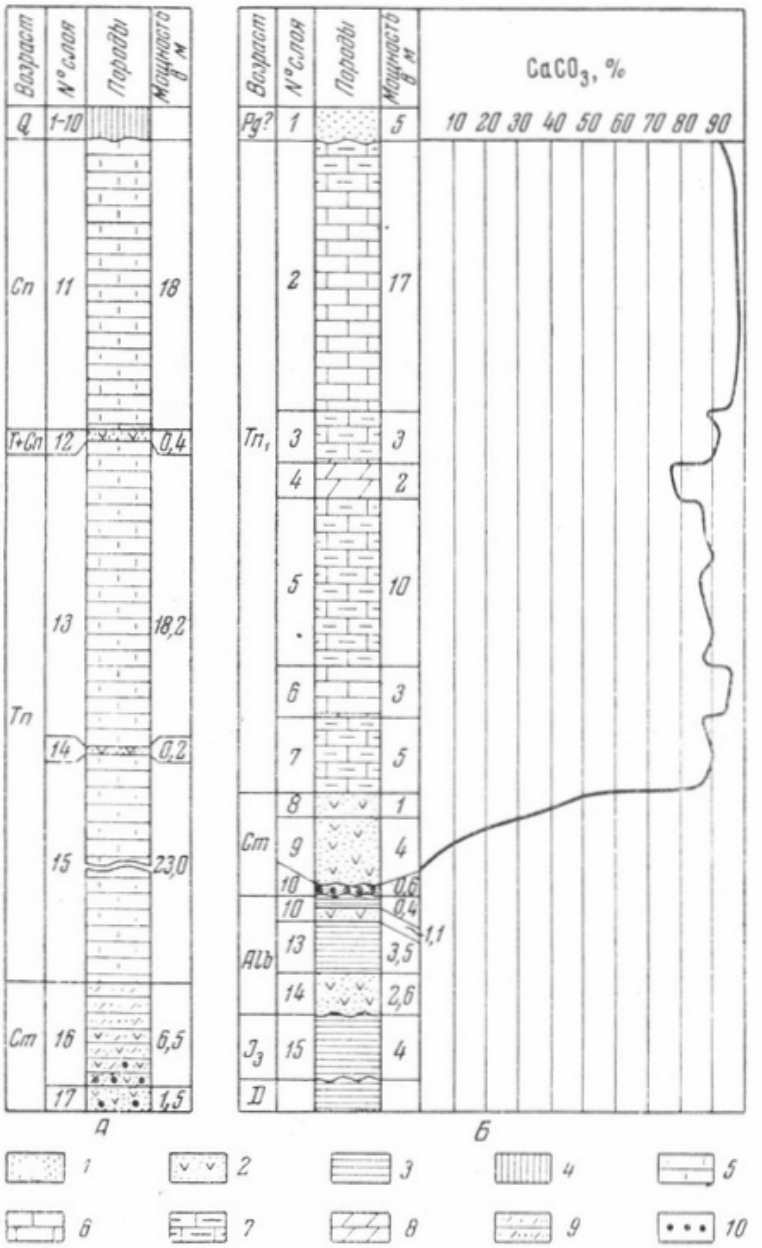
Диаграмма содержания $CaCO_3$ в толще нижнетуронского мела у г. Кричева показана на фиг. 29, *Б*, а подробные химические анализы мела, по данным Н. Ф. Лобановой, приведены в табл. 20. Проба мергеля с расстояния 12—13,5 м от кровли толщи соответствует слою 4 на фиг. 29, *В*. Этот слой проходит в середине толщи мела и является хорошим маркирующим горизонтом. Вероятно, его можно параллелизовать с песчаным слоем 14 в мест. Городец (фиг. 29, *А*). Это заставляет сделать заключение, что материал для образования этого песчаного слоя и мергеля поступал с юго-запада, может быть с Давыдовского поднятия.

Содержание Al_2O_3 в нижнем слое завышено за счет примеси фосфатов.

Верхнетуронские опоки выходят восточнее Кричева, у дер. Песчанки, Красовки и др., находящихся уже за границами Белоруссии.

Содержание $CaCO_3$ в мергелях из дер. Казимирово (60 км юго-западнее Кричева), которые принадлежат, вероятно, сантонскому и коньякскому ярусам, показано на фиг. 30

На основании приведенных данных можно сделать вывод, что восточная граница перехода верхнетуронского и коньякского мела в мергели



Фиг. 29. Геологические колонки туронского и коньякского ярусов в восточной части Белоруссии:

А — Городецкий район, в 150 км юго-западнее Кричева; *Б* — Кричевский район. *1* — песок кварцевый; *2* — песок кварцевый с глауконитом; *3* — глины; *4* — континентальные суглинки; *5* — мел и мелоподобный мергель ($CaCO_3$ > 80 %); *6* — мел чистый ($CaCO_3$ > 95 %); *7* — мел глинистый ($CaCO_3$ 85—95 %); *8* — мергель слабо глинистый ($CaCO_3$ 75—80 %); *9* — мергель песчанистый; *10* — фосфориты

пункт между Днепром и Сожем, немного южнее Пропойска, а переход [illegible] в опоки и трепелы совершается примерно на меридиане Кричева.

Таблица 20

Послойный химический состав толщи нижнетуронского мела в г. Кричеве (в %)

Расстояние от кровли слоя в м	Мощность в м	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$*	$CaCO_3$**
5,0—8,0	3,0	2,42	1,12	0,40	53,61	0,23	0,15	42,06	100,03	95,43	95,25
9,0—11,0	2,0	4,85	0,92	0,38	52,16	0,16	0,32	40,18	99,77	92,85	91,69
12,0—13,5	1,5	12,14	4,45	2,35	45,80	0,26	0,11	35,21	100,02	80,99	79,37
15,0—16,0	1,0	7,0	3,2	1,90	50,83	0,28	0,10	37,90	101,21	90,48	87,75
19,0—20,0	1,0	5,3	1,39	1,92	51,06	0,25	0,16	40,40	100,49	90,89	90,80
23,0—24,0	1,0	1,44	0,49	0,23	54,59	0,44	0,10	42,70	99,99	97,17	96,44
27,0—29,0	2,0	3,74	0,82	1,18	49,47	0,14	0,27	40,82	100,01	88,06	86,12

* Рассчитан по CaO.
** Определен методом титрования.

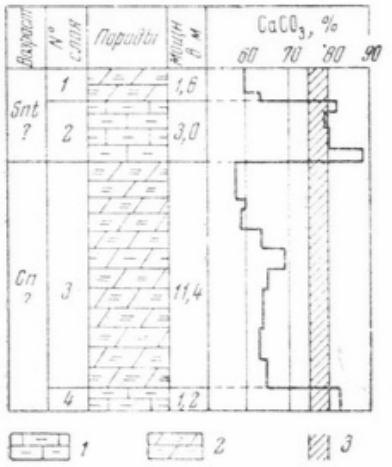
Б. Северная окраина впадины

Проследим состав туронских и коньякских отложений к югу и юго-востоку от Смоленска.

Небольшой останец нижнетуронских мергелей сохранился в 3 км восточнее Смоленска, у с. Колодня. Здесь мергели явно песчанистые, химический состав их, по данным М. И. Камлева, представлен в табл. 21.

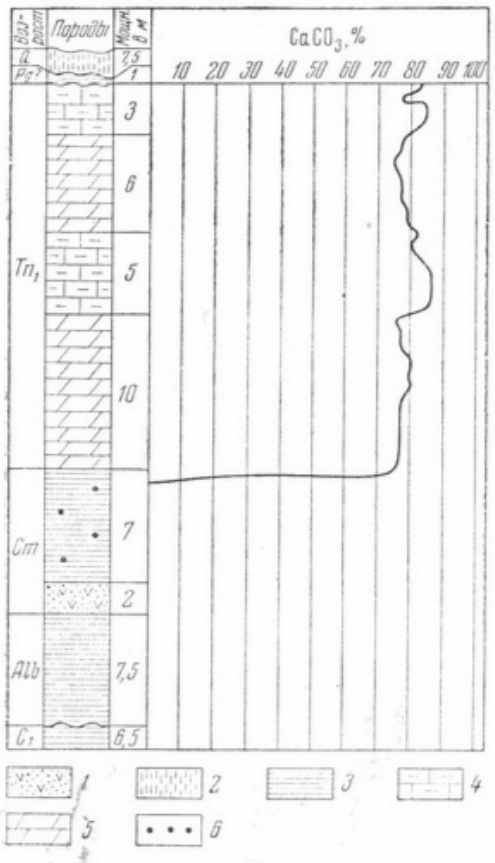
Как видно из табл. 21, содержание $CaCO_3$ в мергелях варьирует от 72,96 до 88,27% и снизу вверх постепенно возрастает.

В 30 км восточнее Смоленска, у с. Добромино нижнетуронские мергели сохранились



Фиг. 30. Геологическая колонка и диаграмма содержания $CaCO_3$ в мергелях у с. Калиновка.

1 — мергель мелоподобный; 2 — мергель сильно глинистый; 3 — область слабо глинистого мергеля



Фиг. 31. Геологическая колонка и диаграмма содержания $CaCO_3$ в мергелях у с. Добромино Смоленской обл.

1 — песок кварцевый с глауконитом; 2 — четвертичные пески и суглинки; 3 — глина; 4 — мергель мелоподобный; 5 — мергель слабо глинистый; 6 — фосфориты

Таблица 21

Послойный химический состав толщи нижнетуронских мергелей у с. Колодня по одометровым пробам (в %)

№ слоя (сверху)	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$
1	10,09	5,89	49,59	34,49	100,00	88,27
2	16,45	2,08	43,52	36,72	98,77	77,47
3	19,19	1,48	42,31	35,93	98,85	75,31
4	21,43	4,91	40,99	32,83	100,16	72,96
Среднее	16,37	2,72	43,55	[illegible]	98,89	77,52

более полно. Здесь их мощность достигает 24 м. Диаграмма содержания в них $CaCO_3$, составленная по полуметровым средним пробам, показана на фиг. 31, а химический состав, по А. Дедкову, приведен в табл. 22.

Таблица 22

Послойный химический состав толщи нижнетуронских мергелей у с. Добромино (в %)

Расстояние от кровли толщи в м	Мощность в м	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$
[illegible]	[illegible]	[illegible]	2,99	1,68	48,24	0,48	98,49	99,59	85,86
[illegible]	[illegible]	[illegible]	5,46	2,15	45,06	0,42	94,84	99,67	80,20
[illegible]	[illegible]	[illegible]	2,47	1,31	47,12	0,99	97,03	99,81	83,87
[illegible]	[illegible]	[illegible]	4,96	2,22	46,02	0,90	95,25	99,97	81,91

$CaCO_3$ рассчитан по CaO, содержание SiO_2 в мергеле, по другим анализам, составляет 6,2%. Мергель представляет собой очень тонкозернистую породу, состоящую на 94—99% фракцией <0,01 мм. Объемный вес сведета мергеля — 1,53.

Присутствие в толще мергелей пирита, начиная почти от его кровли, говорит о том, что мергели мало подвергались выветриванию.

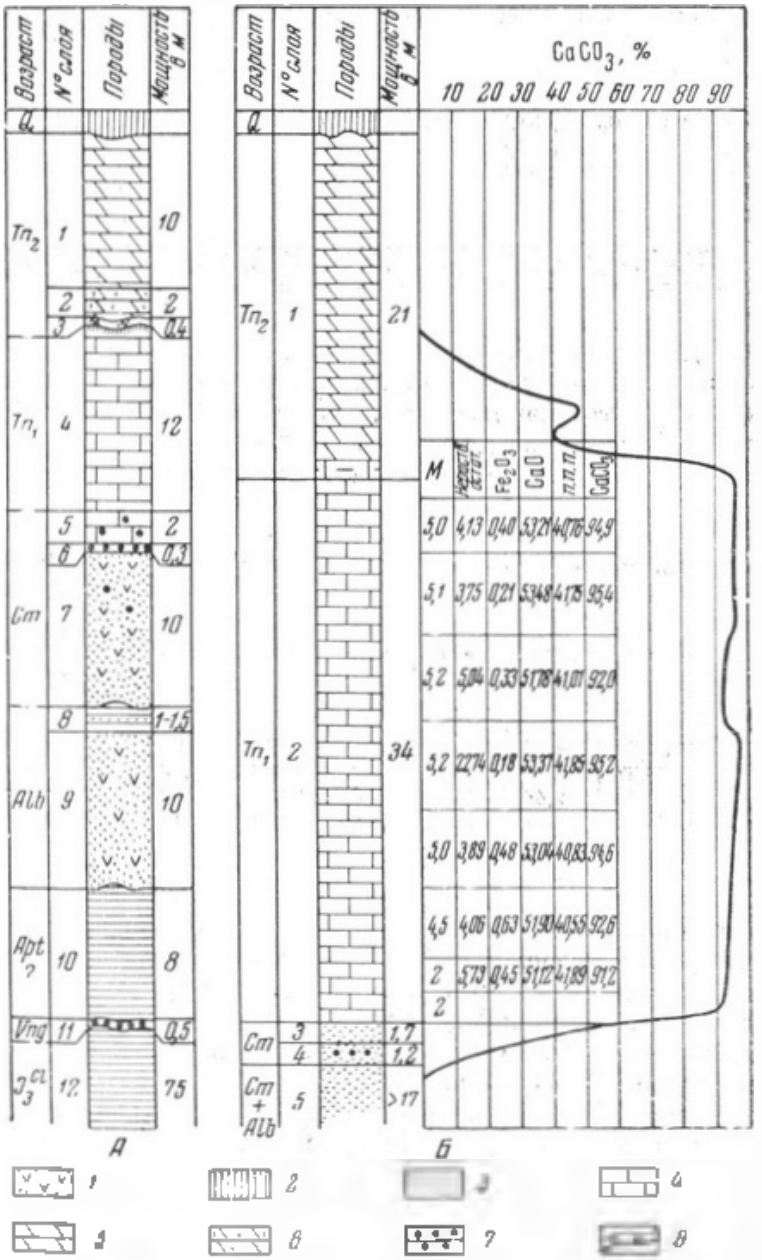
Нижнетуронские мергели прослеживаются километров на 20 севернее с. Добромино, до дер. Климово. В 10 км восточнее Добромино, у дер. Колзаки и в 6 км севернее той же деревни, у дер. Белая Грива, хотя эти мергели и проанализированы, но слои, выделяемые в с. Добромино, здесь не прослеживаются. На пространстве между верховьями Сожа и Десны турон, по данным Д. И. Погуляева, сильно размыт.

В 80 км южнее с. Добромино, у дер. Лотовиново (5 км южнее Рославля), нижний турон представлен мелоподобными мергелями. Содержание $CaCO_3$ в этих мергелях, по данным Е. Ф. Лиоронцевич, колеблется в пределах 86,5—89,8% и в среднем равно 88,2%. Толща мергеля немного смята движениями ледника, мощность ее достигает 17 м.

Как видно, на протяжении 80 км, от с. Добромино до дер. Лотовиново, содержание $CaCO_3$ в мергелях возросло в среднем на 6%, или 0,08% на 1 км. Далее к юго-западу увеличение содержания $CaCO_3$ идет быстрее, что видно из следующих анализов (фиг. 32, *Б* и табл. 23), по данным И. Б. Ларионова.

В средней части толщи мела выделяется пачка более чистой его разности, с содержанием 95—97% $CaCO_3$, которая прослеживается и в других разрезах.

Таким образом, в южном направлении, на расстоянии 100 км от с. Добромино к с. Ворга, среднее содержание $CaCO_3$ в толще нижнего турона с 82% возросло до 93%. Это соответствует возрастанию содержания



Фиг. 32. Геологические колонки меловых отложений Брянской обл.:

А — Фошнянский район, в 20 км северней Брянска; Б — с. Ворга.
1 — пески кварцевый с глауконитом; 2 — четвертичные суглинки; 3 — глины; 4 — мел; 5 — опока; 6 — опока известковистая; 7 — фосфориты; 8 — кремневые плиты и конкреции

$CaCO_3$ на 0,11% на 1 км. Такого же порядка возрастание содержания $CaCO_3$ происходит в юго-западном направлении — на Кричев и в юго-восточном направлении — на Жиздру или Брянск.

Таблица 23

Средний химический состав толщи нижнего турона в районе с. Ворга (в %)

№ образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	P_2O_5	R_2O	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$
1	4,29	1,52	0,33	51,76	0,20	0,22	0,10	0,22	41,34	99,98	92,13
2	3,50	1,24	0,23	52,40	0,22	—	—	—	41,70	98,29	93,27
3	3,73	1,30	0,09	52,30	0,69	—	—	—	41,99	100,10	93,09

Во всех образцах обнаружены лишь следы окиси титана. 1 — средняя проба толщи мела мощностью 33,7 м; 2 — средний состав толщи мела по четырем разрезам; 3 — образец мела из дер. Крымки, в 30 км на запад-юго-запад от г. Рославля.

Верхний турон восточнее Кричева представлен опоками и трепелами. В 30 км на запад-юго-запад от Рославля, у дер. Песчанки, по данным С. В. Перфильева, эти породы имеют следующий состав (табл. 24).

Последний образец взят из слоя черной трепеловидной глины, которая залегает в основании трепелов верхнего турона

Таблица 24

Химический состав верхнетуронских пород из дер. Песчанки (в %)

№ образца	Порода	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	SO_3	MgO	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$ R_2O_3
1	[illegible]	84,30	6,62	1,97	0,64	0,41	0,97	2,59	97,44	9,81
2	Трепел	80,57	9,28	2,79	0,72	0,38	1,14	3,32	98,20	6,68
3	»	72,40	12,44	4,32	1,07	0,52	1,93	4,30	96,88	4,32
4	Глина	65,44	15,01	5,16	1,29	0,56	2,11	6,54	97,52	3,14

Наиболее типичная порода верхнего турона — трепел обр. 2. Переход от толщи опок и трепелов к подстилающему их мелу происходит хотя и постепенно, но довольно быстро. Мощность переходных слоев изменяется от 1 м (дер. Песчанка) до 4 м (дер. Красовка), содержание $CaCO_3$ в них составляет 40—64%. Самая верхняя часть толщи мела имеет пониженное содержание $CaCO_3$ — до 83%.

Восточнее линии Добромино—Ворга мощность нижнетуронского мела сокращается, а в Мосальском и Жиздринском районах верхнетуронские опоки налегают уже непосредственно на сеноманские пески. Такие факты смущали многих исследователей, так как при сравнении отдельных разрезов получалось впечатление, что в восточном направлении мел замещается опоками. Это впечатление усиливалось еще тем, что на границе опок и мела имеется «переходный слой» известковистых опок или мергеля, содержащего 40—60% $CaCO_3$.

В действительности «переходный слой» связан совершенно постепенными изменениями с вышележащей опокой, но контакт его с подстилающим мелом очень резкий. Кровля белого мела сильно окремнела, источена сверлящими организмами и изобилует остатками окремнелых губок. Следовательно, в восточном направлении белый мел не замещается, а срезается опоками.

Рассмотрим состав пород верхнего и нижнего турона бассейна Десны (см. фиг. 5, *Б*). Наиболее северный из изученных разрезов находится

Таблица 25

Химический состав трепела и опок из окрестностей с. Дабужа (в %)

№ образца	Расстояние от кровли толщи в м	Мощность в м	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Потеря при прок.	Сумма	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
1	0,75—1,30	0,55	83,99	7,23	2,79	0,76	0,62	2,72	98,11	8,37
2	1,30—1,45	0,15	86,80	7,86	1,27	0,93	0,90	3,07	100,83	9,51
3	1,85—5,50	3,65	79,02	9,39	3,14	1,34	0,82	4,80	98,51	6,31
4	5,50—7,35	1,85	77,40	9,00	2,37	2,40	0,90	5,55	97,62	5,81
5	8,00—9,20	1,20	40,63	5,92	1,47	29,01	0,67	22,68	100,38	5,51
6	9,20	—	Мел грубый							
7	2,25	—	75,76	10,16	4,00	1,86	2,68	4,67	99,13	5,35
8	6,9	—	78,12	10,48	3,54	1,30	1,50	4,56	99,48	5,51
9	12,8	—	74,79	10,66	3,10	3,76	1,93	5,21	99,45	5,44
10	Верх	—	86,12	5,91	2,78	0,41	0,53	1,79	97,54	9,98

Образцы 1—6 — по В. В. Ассонову (1932), обр. 7—10 — по Е. М. Янишевскому (1929).

в 120 км севернее Брянска, между сел. Дабужа и Матчино. Химический состав трепела отсюда приведен в табл. 25.

Мощность проанализированной толщи в первом разрезе (обр. 1—6) составляет 8,45 м, во втором (обр. 7—9) — 10,55 м; обр. 10 взят из верхней части слоя трепела. Толща трепелов залегает либо на сеномане, либо на останцах туронского мела.

Анализы, показывающие 75—80% SiO_2, относятся к мягкому трепелу, а те, в которых показано более высокое содержание кремнезема, принадлежат уже плотным разностям трепела и опокам. В распределении опок, а также мягких и твердых трепелов не обнаружено какой-либо закономерности. Состав трепелов довольно непостоянный, на что, в частности, указывает силикатный модуль, изменяющийся от 5 в нижней части толщи до 10 в верху ее.

По данным микроскопических исследований Е. М. Янишевского (1929), дабужский трепел состоит из мельчайших шаровидных телец опала диаметром 4 μ. В качестве примесей в нем присутствуют пылеватые зерна кварца диаметром 0,02—0,05 мм, в количестве 3%, и немного более крупные зерна глауконита — до 0,1 мм, в количестве около 5%. В обр. 7 содержится довольно много пылеватого кварца. Из органических остатков изредка встречаются спикулы губок и совсем редко — остатки радиолярий. В нижней, известковистой части трепела содержатся раковины фораминифер и призмы иноцерамов.

Останавливаясь на вопросе о происхождении трепелов, Е. М. Янишевский отмечает ничтожное количество содержащихся в них остатков кремневых организмов и подчеркивает вторичность кремнезема, имеющего форму шариков. Он присоединяется к мнению Я. В. Самойлова о том, что трепелы и опоки произошли из диатомовых илов.

По данным А. Т. Ипатовой (1936), дабужские трепелы содержат 29% SiO_2, растворимой в соде по методу Комиссии по добавкам (Методы испытания кислых гидравлических добавок, 1931), и обладают гидравлической активностью 320 мг поглощенной CaO за 30 дней.

На восточной границе распространения турона изучен район Жиздра—Зикеево (фиг. 2, Д), в 65 км северо-восточнее Брянска. Химический состав толщи турона района Мурачевской горы, которая находится в 8 км западнее с. Зикеево, приведен в табл. 26 (по В. В. Ассонову, 1932).

Таблица 26

Послойный химический состав туронской толщи Мурачевской горы (в %)

Возраст	Расстояние от кровли толщи в м	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
Tn_2	2,0	84,26	5,88	2,40	2,30	0,94	4,45	100,23	4,09	10,18
»	3,0	80,74	4,97	2,76	0,34	0,97	8,56	98,34	0,60	10,44
»	4,0	82,74	5,39	3,03	0,76	0,91	7,20	100,03	1,35	9,83
»	5,0	79,91	6,21	2,91	0,96	1,07	8,68	99,75	1,71	8,76
»	5,5	82,96	7,33	4,49	1,12	1,05	3,74	100,69	1,99	7,02
»	6,5	82,38	6,84	4,07	1,02	0,77	3,87	98,95	1,82	7,55
»	7,5	82,99	6,69	3,60	1,14	1,07	4,47	99,96	2,03	8,06
»	8,5	82,95	7,86	2,28	0,90	1,29	3,58	98,86	1,60	8,18
»	9,5	86,06	6,26	2,95	1,08	1,23	2,34	99,92	1,92	9,34
»	10,5	85,52	5,31	2,25	1,23	0,93	3,38	98,62	2,19	11,31
»	12,5	85,02	7,40	2,60	1,16	0,69	3,06	99,93	2,06	8,50
»	13,5	85,43	7,26	3,43	1,98	0,99	2,13	100,22	3,52	7,99
»	14,5	83,07	8,49	3,51	1,49	0,87	2,38	99,81	2,62	6,92
»	15,5	81,13	7,78	3,07	1,77	1,06	3,73	98,54	3,15	7,48
»	16,0	83,82	6,00	2,85	1,79	1,01	4,54	100,01	3,19	9,47
»	16,5	75,73	6,29	2,39	7,90	0,91	6,01	99,23	14,06	8,78
»	17,0	60,24	8,71	2,79	15,58	0,71	13,64	99,67	27,73	6,34
»	17,5	60,83	6,96	2,58	15,61	1,02	13,35	100,35	27,78	6,38
»	18,0	58,85	7,16	2,51	15,78	1,07	14,26	99,63	28,09	6,08
»	18,5	57,50	6,65	2,54	16,15	1,24	14,43	98,51	28,75	6,26
»	19,0	54,16	6,73	2,74	18,82	1,09	16,20	99,74	33,50	5,72
Tn_1	21,6	2,21	0,25		54,25	Сл.	43,19	99,90	96,56	8,84
»	22,0	3,84	0,59		52,88	»	41,64	98,95	94,13	6,50
»	22,5	5,06	0,41		52,48	»	41,28	99,23	93,41	12,34
»	23,0	1,88	0,32		54,78	0,02	42,62	99,62	97,51	5,88
»	23,5	2,23	0,28		54,74	Сл.	42,45	99,70	97,44	7,96
»	24,0	1,35	0,21		55,62	»	42,79	99,97	99,00	6,43
»	Среднее	2,76	0,34		54,12	—	42,33		99,55	7,99
Cm	24,7	4,31	2,33		53,27	Сл.	42,06	101,97	94,82	1,85
»	25,3	16,49	2,35		45,04	»	35,23	99,11	80,17	7,02
»	25,7	26,12	0,94		40,37	0,07	31,50	99,00	71,86	27,79

Кроме того, по другим анализам, в толще трепелов и опок Жиздринского района содержится (округленно):

TiO_2	R_2O	SO_3	P_2O_5
0,30%	0,40%	0,20%	0,20%

Как видно из табл. 26, толща верхнего турона довольно однообразна, только нижняя ее часть, мощностью 2,5—3,0 м, отличается присутствием кальцита в количестве от 14 до 33,5%.

Объемный вес скелета трепела — 1,0; временное сопротивление сжатию варьирует от 5 до 200 кг/см², чаще всего равно 50 кг/см²; температура плавления 1550°; гидравлическая активность за 30 дней равна 308 мг поглощенной CaO; количество растворимой в соде SiO_2 по методу КПД равно 30—35%. Трепел обладает способностью отбеливать минеральные масла на 40—45%; при тех же условиях флоридин марки «Аттапульгус» отбеливает их на 50%.

Среднее содержание SiO_2 в верхней, 15-метровой части толщи трепела Мурачевской горы составляет 83%. По многим другим анализам среднее содержание SiO_2 в трепелах района Жиздра—Зикеево близко к 80%.

По моим наблюдениям, Зикеевский трепел состоит из округлых опаловых телец диаметром 1—3 μ, по форме напоминающих мелкорастрескавшийся гель. Изредка встречаются зерна кварца диаметром 0,03—0,05 мм

и призмочки цеолитов. При погружении трепела в иммерсионную жидкость с показателем преломления 1,480 опаловые частицы теряют контуры; при этом обнаруживается значительная примесь в них глинистого материала.

Нижнетуронский мел содержит 96% $CaCO_3$, т. е. сравнительно чистый; изменения в его составе зависят от большей или меньшей примеси кварцевого песка.

Из центральной части трепельного района бассейна Десны, расположенного севернее Брянска, имеется также много подробных химических анализов опок и трепелов, ничем существенно не отличающихся от жиздринских. Приведу только два анализа из окрестностей с. Фокино, находящегося в 20 км севернее Брянска (фиг. 32, *А* и табл 27).

Таблица 27

Химический состав толщи трепелов и опок из окрестностей с. Фокино (в %)

№ образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потеря при прок.	Сумма	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
1	82,3	7,5	2,6	1,5	1,0	0,2	4,5	99,6	8,1
2	60,31	7,09	2,27	13,94	0,90	0,21	14,73	99,45	6,44

1 — средние округленные данные из 12 анализов всей бескарбонатной толщи трепелов и опок (по Ю. А. Сыромятникову); 2 — известковистая опока (по Ю. А. Сыромятникову).

Мягкие желтые трепелы обычно содержат 80% SiO_2 и 10—11% R_2O_3, а твердые темные опоки — 82,5% SiO_2 и 8% R_2O_3. Степень их прочности видна из временного сопротивления сжатию, которое составляет для воздушно-сухого желтого трепела 56 кг/см² и для темной твердой опоки — 84 кг/см². По содержанию растворимого в соде кремнезема и по гидравлической активности фокинские трепелы и опоки не отличаются от жиздринских.

Д. С. Белянкин и Л. М. Куприянова (1936) изучили трепелы с Чуркиной горы близ г. Дятьково и из Жиздры. Все эти трепелы состоят из округлых, не действующих на поляризованный свет зернышек диаметром 2,5 *μ*. Показатель преломления их в трепеле с Чуркиной горы — 1,4783, из Жиздры — 1,4963. По моим определениям, показатель преломления опаловых частиц трепелов из Жиздры и из Фокино равен 1,480, немного изменяясь в зависимости от примесей.

Интересно отметить относительное увеличение глинистости в нижней части толщи жиздринских и брянских трепелов и опок, что видно по силикатному модулю.

Химический состав толщи нижнетуронского мела окрестностей с. Фокино по анализам метровых средних проб представлен в табл. 28 (данные Л. Н. Балавинского). Состав мела в этом разрезе — типичный для окрестностей с. Фокино, только содержание SiO_2 в низах толщи мела обычно равно 8—10%, а процент полуторных окислов в полуметре выше подошвы толщи редко где превышает 0,6%. Содержание окиси железа в отдельных пробах составляет 0,15—0,20%.

В кровле толщи мел содержит остатки кремневых губок и рассеянные выделения кварца и халцедона, поэтому он обогащен кремнеземом. Остальная часть толщи мела, мощностью 11 м, содержит в среднем 98% $CaCO_3$.

По моим наблюдениям, мел состоит из кокколитов и порошковатого кальцита с небольшой примесью раковин форминифер и призм иноцерамов. Последние придают мелу грубый облик.

Нерастворимый остаток мела, вследствие примеси органического вещества, имеет темнобурый цвет. Большую его часть составляют призмочки мордената, затем идут окварцованные обломки раковин иноцерамов, пылеватые зерна кварца, листочки мусковита или гидромусковита, неопределимая глинистая масса и органическое вещество — преимущественно гумус. Зерна глауконита в средней части толщи мела встречаются весьма редко, но в нижней довольно обычны; цвет их зеленый. Общее количество кремнезема в мелу около 1%, из него на долю терригенного кварца приходится примерно 0,1%.

Ситовой анализ мела (табл. 28) показывает, что в его механическом составе очень мало частиц диаметром $> 0{,}06$ мм. Эти частицы состоят из нерассыпавшихся комочков мела, призм иноцерамов, небольшого количества раковин форминифер и кварцево-халцедоновых псевдоморфоз по раковинам иноцерамов.

Таблица 28

Послойный химический и механический состав толщи мела окрестностей с. Фокино (в %)

Расстояние от кровли толщи в м	SiO_2	R_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$	Частицы мела в мм		
									>0,2	0,2—0,08	0,08—0,06
1	5,30	1,00	52,55	0,10	0,11	40,72	99,78	93,54	0,5	0,6	1,0
2	4,74	0,76	52,72	0,10	0,17	41,14	99,63	93,84	0,4	0,6	0,4
3	2,64	0,76	54,00	0,07	0,20	42,52	100,19	96,12	0,4	0,6	0,4
4	0,86	0,26	55,42	0,06	0,24	43,48	100,32	98,65	0,4	0,8	0,4
5	0,86	0,50	55,18	0,14	0,12	43,30	100,10	98,22	0,6	1,8	0,8
6	1,74	0,38	54,78	0,25	0,28	42,76	100,19	97,51	0,9	2,1	1,9
7	0,88	0,16	55,35	0,38	0,31	42,80	99,88	98,52	0,4	2,4	0,7
8	0,90	0,36	55,42	0,10	0,24	42,84	99,86	98,65	0,4	2,0	1,2
9	1,16	0,32	55,51	0,44	0,14	42,68	100,25	98,81	0,4	2,0	1,6
10	0,70	0,44	55,50	0,08	0,28	43,20	100,20	98,79	1,8	4,2	2,2
11	0,98	0,26	55,18	0,15	0,34	43,06	99,97	98,22	1,4	3,8	2,2
12	0,68	0,54	55,35	0,08	0,32	43,18	100,15	98,52	1,2	3,0	1,2
13	1,42	0,92	54,36	0,22	0,24	42,64	99,80	96,76	0,7	1,5	0,6
14	8,70	1,50	50,04	0,13	0,32	38,0	98,69	89,07	4,0	3,0	1,2
14,5	10,42	0,56	49,96	0,38	0,26	38,28	99,86	88,93	8,9	5,8	1,0
Среднее	2,80	0,58	54,09	0,17	0,23	42,10	99,97	96,28	1,25	2,3	1,18

Верхние 13 м толщи мела соответствуют нижнему турону, нижние 1,5 м — сеноману. Содержание $CaCO_3$ рассчитано по CaO.

Мел из окрестностей с. Фокино, по сравнению с Жиздринским, более чистый, что видно как по содержанию $CaCO_3$, так и по количеству кремнезема.

В 50 км западнее с. Фокино, у дер. Гостиловки Жуковского района, среднее содержание $CaCO_3$ в мелу также составляет 98%.

Теперь проследим изменение состава туронских отложений в южном направлении.

Химический состав туронских отложений с южной окраины г. Брянска, по данным А. П. Кабанова, следующий (фиг. 5, *В* и табл. 29).

Мощность известковистых опок в Брянске достигает 10 м, при этом содержание CaO в них составляет в среднем 22%. В нижней части толщи содержится 23—24% CaO, что позволяет эту породу называть уже мергелем.

Таблица 29

Послойный химический состав туронских отложений из г. Брянска (в %)

№ образца	Расстояние от кровли толщи в м	Мощность в м	Возраст	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Потеря при прок.	Сумма
1	0,6—1,3	0,7	Tn_2	74,10	10,88	3,62	3,02	1,65	7,28	100,00
2	1,3—4,5	3,2	»	74,60	8,35	3,12	1,17	1,05	8,93	100,00
3	8,4—10,0	1,6	»	79,17	11,56	1,45	1,90	0,99	5,88	100,83
4	10,0—15,2	5,2	»	46,62	7,48	1,84	23,02	1,05	20,75	100,76
5	15,2—15,7	0,5	Tn_1	24,00	2,82	0,78	39,39	0,38	32,22	99,50
6	15,7—16,7	1,0	»	10,89	0,13	0,07	50,38	0,36	39,84	101,67
7	16,7—24,7	8,0	»	2,99	0,12	0,07	55,46	0,26	42,12	101,12
8	24,7—30,7	6,0	»	2,83	0,12	0,07	55,46	0,81	41,78	101,06

К югу и юго-западу от Брянска вся толща верхнетуронских опок постепенно становится более карбонатной и одновременно возрастает ее мощность. Так, в 40 км южнее Брянска, у с. Навля, мощность сильно известковистых опок и мергелей достигает 30 м.

Содержание CaO в разрезе у с. Навля следующее:

	Мощность в м	% CaO
Трепел	18	2—6
Известковистый трепел . .	90	11—18
Мел	15	54—55

Химический состав выветрелых трепелов из с. Навля приведен в табл. 30.

Таблица 30

Химический состав выветрелых трепелов из ст. Навля (в %)

№ образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Потеря при прок.	Сумма
1	72,90	12,49	3,88	4,01	0,91	5,67	99,76
2	72,16	11,90	3,68	0,08	0,13	5,90	99,87

Как видно из табл. 30, даже выветрелые трепелы здесь известковисты и, кроме того, сильно глинисты.

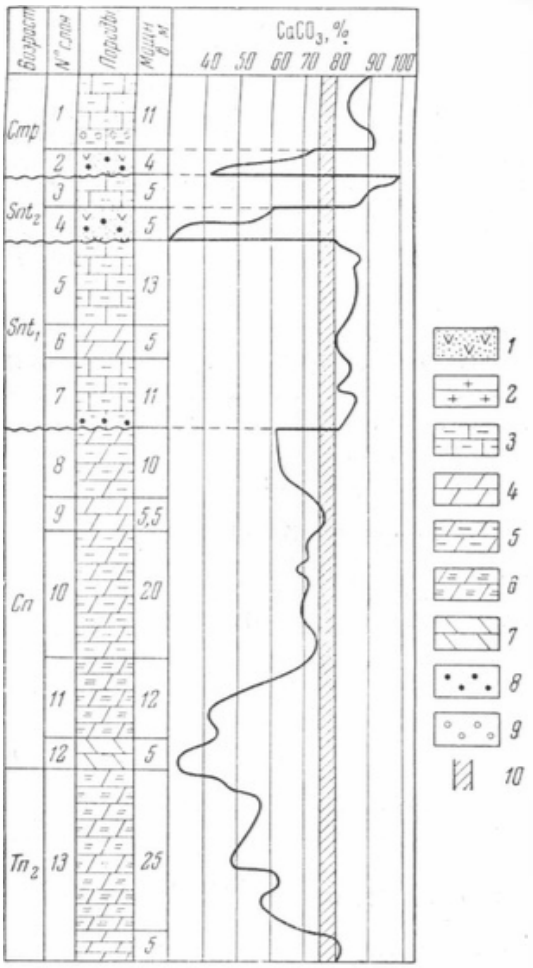
Юго-западнее Брянска, в районе Трубчевск—Почеп, вся толща верхнего турона и коньякского яруса представлена мергелями.

Состав их, по данным М. П. Казакова (1928), приведен в табл. 31.

Образцы 7 и 8 (Глинск — в 10 км северо-восточнее Трубчевска, Городцы — в 3 км северо-восточнее Трубчевска) представляют собой светло-серый мягкий марающий мергель из нижних слоев мергельной толщи. Фракции >0,01 мм в них состоят из зерен кварца, глауконита (до 67% в Глинске и до 10% в Городцах), реже — из белой слюды, белых сахаровидных кварцевых трубочек и шариков. Совсем редко встречаются турмалин и бурый железняк. Светлосерые мергели распространены в районе Глинска, мощность их около 30 м.

Выше они сменяются мощной толщей (до 80—90 м) серо-зеленых мергелей. Образцы 5 и 6 (дер. Темная — в 5 км юго-западнее Трубчевска

и дер. Поповка — в 5 км западнее Трубчевска) взяты из нижней трети толщи, а обр. 1—4 (дер. Вилки — в 10 км на северо-северо-запад от Трубчевска, Сосновка и Любовна — в 15 км юго-западнее Трубчевска) — из верхней ее трети. Фракция >0,01 мм в них состоит преимущественно из кварца.



Фиг. 33. Геологическая колонка и диаграмма содержания $CaCO_3$ в меловых отложениях района устья р. Судости:

1 — песок кварцевый с глауконитом; 2 — песок глинистый ($CaCO_3$ 90—95%); 3 — мергель мелоподобный ($CaCO_3$ 80—90%); 4 — мергель слабоглинистый ($CaCO_3$ 75—80%); 5 — мергель слабоглинистый ($CaCO_3$ 65—75%); 6 — мергель сильноглинистый ($CaCO_3$ 40—65%); 7 — опока известковистая; 8 — фосфориты; 9 — кремни; 10 — область слабоглинистого мергеля на диаграмме.

Повышенное содержание глауконита, достигающее 15—20%, наблюдалось только в обр. 5 и 6, в то время как в обр. 1—4 глауконит содержится в количестве около 2%.

Образцы 5 и 6 отличаются низким содержанием $CaCO_3$ и повышенной песчанистостью. Они, вероятно, представляют собой переходные слои от турона к коньяку. По данным П. Я. Армашевского (1883), в г. Сураже мергели, которые предположительно можно считать коньякскими, содержат 40% $CaCO_3$.

Еще далее, к юго-западу от Брянска, состав туронского и коньякского ярусов известен в районе устья р. Судости. Здесь как верхний турон, так и коньяк представлены высокоизвестковыми мергелями, содержащими в среднем 60—70% $CaCO_3$ (фиг. 33). Среди них выделяется слой № 12 слабоизвестковых мергелей с содержанием 30—40% $CaCO_3$, который, вероятно, соответствует границе между туроном и коньяком.

Карбонатность верхнего турона от с. Фокино до устья р. Судости, на расстоянии 140 км, возросла с 0 до 70% $CaCO_3$, что соответствует увеличению содержания $CaCO_3$ в среднем около 0,5% на 1 км.

Химический состав коньякской толщи с Марковска у устья р. Судости, по данным И. Г. Лобач, приведен в табл. 32.

В этой толще, снизу вверх, наряду с увеличением карбонатности (см. фиг. 33), происходит уменьшение силикатного модуля.

Интересно отметить, что по направлению от Москвы на Брянск и к устью р. Судости в коньякских отложениях наряду с увеличением карбонатности происходит увеличение глинистости. Так, в Загорске и Дмитрове Московской обл. коньяк представлен трепелами с силикатным модулем ($SiO_2 : R_2O_3$) 5—6, а у устья р. Судости этот модуль снижается до 2,5—3,0. Это снижение происходит частично за счет уменьшения содержания зерен кварца, но главным образом — вследствие сокращения количества опалового кремнезема.

Таблица 31

Содержание $CaCO_3$ и механический состав нерастворимого остатка мергелей (в %) из Трубчевского района

№ образца	[illegible]	Место взятия образца	$CaCO_3$ в %	Фракции в мм: >0,05	0,05—0,01	<0,01
1	Cп	[illegible]	51,45	[illegible]	97,71	57,69
2	»	Сагутьево	50,67	[illegible]	26,90	[illegible]
3	»	Сосновка	44,11	1,65	26,47	71,86
4	»	Любовня	66,00	3,45	27,01	[illegible]
5	»	[illegible]	33,58	24,04	36,23	[illegible]
6	»	[illegible]	25,24	27,76	[illegible]	48,19
7	$Tп_2$	[illegible]	48,70	0,75	9,81	89,44
8	»	[illegible]	51,95	1,40	1,59	86,97

Таблица 32

Химический состав образцов пород из коньякской толщи района устья р. Судости (в %)

№ слоя	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
8	17,70	5,12	1,96	40,52	1,11	0,42	32,72	99,56	72,09	2,50
9	15,57	4,99	1,78	42,97	0,35	0,40	34,62	100,36	76,49	2,30
10	17,97	6,40	1,37	40,75	0,62	0,62	33,86	100,59	72,54	2,31
11	29,31	7,22	2,58	32,51	0,95	0,43	27,02	100,02	57,87	3,00
11	41,27	8,02	3,32	24,42	1,06	0,44	20,38	99,61	43,50	3,64
12	55,05	9,64	2,38	15,81	1,03	0,52	15,43	99,86	28,14	4,58

Восточнее устья р. Судости коньяк и верхний турон постепенно срезаются сантоном, и в Дмитровске и Дмитриеве сантон налегает уже непосредственно на мел нижнего турона, а в Курске — даже на сеноман (см. фиг. 11). Коньяк и верхний турон снова появляются только у Старого Оскола, где они вместе с нижним туроном представлены однородной толщей белого пишущего мела.

Представление о химическом составе нижнетуронского мела у северной границы его распространения дает табл. 33.

Таблица 33

Химический состав нижнетуронского мела (в %)

№ образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	P_2O_5	Потеря при прок	Сумма	$CaCO_3$
1	0,76	0,28	0,10	55,55	0,12	0,20	—	43,16	100,17	[illegible]
2	0,26	[illegible]	[illegible]	54,25	0,25	—	0,07	45,19	100,07	96,56
3	1,12	[illegible]	[illegible]	54,38	0,07	[illegible]	—	43,00	[illegible]	96,79
4	0,82	0,26	0,34	54,68	0,65	[illegible]	—	—	—	[illegible]
5	2,38	3,68	1,93	53,25	0,84	—	—	[illegible]	—	[illegible]

1 — село Старый Город, в 2 км [illegible] г. Дмитриева (по [illegible]); 2 — дер. [illegible], в 8 км восточнее Курска (по Г. И. Бушинскому); 3 — Щигры (по [illegible]); 4 — [illegible]; 5 — [illegible], в 45 км западнее Воронежа (по М. [illegible]).

Из этой таблицы ясно видно, что нижнетуронский мел у северной границы своего распространения, идущей от Жиздры через Дмитриев, Курск, Щигры и Воронеж, характеризуется большой чистотой состава. Светложелтые фосфориты, которые нередко встречаются в основании мела, содержат 21,32% P_2O_5 и 1,8% нерастворимого остатка (Данышин, 1936).

Южнее этой границы, в Старом Осколе, туронский и коньякский мел слагает толщу мощностью около 50 м. Химический состав послойных пятиметровых средних проб коньякского и туронского мела, по Д. П. Панкову, представлен в табл. 34. Проба № 5 — десятиметровая.

Таблица 34

Послойный химический состав толщи коньякского и туронского мела у Старого Оскола (в %)

№ пробы	Нерастворимый остаток	CaO	MgO	Потери при прок.	Сумма	$CaCO_3$
1	0,80	53,95	0,15	43,80	98,70	96,03
2	1,00	53,73	0,13	43,50	98,36	95,64
3	0,80	54,06	0,18	43,00	98,04	96,23
4	1,00	54,06	0,16	43,40	98,62	96,23
5	0,80	53,95	0,23	43,70	98,68	96,03
6	0,81	53,73	0,18	42,40	97,12	95,64
7	1,05	53,63	0,16	42,40	97,24	95,46
8	1,05	54,70	—	—	—	97,37
Среднее	0,88	54,00	0,17	43,11	98,16	96,42

Общая мощность проанализированного мела здесь достигает 45 м. Как по приведенным в табл. 34, так и по ряду других анализов, состав мела довольно однообразен — коньякский и верхнетуронский мел в химическом отношении не отличаются от нижнетуронского.

Влажность мела колеблется от 17 до 20%. Объемный вес мела в куске, при влажности 3,60%, — 1,44, а на абсолютно сухое вещество — 1,39. Временное сопротивление сжатию сухого мела составляет 18—23 кг/см².

Изучение шлифов и препаратов тонких фракций мела показывает также большое однообразие состава туронско-коньякской толщи. Различия обнаруживаются в силикатной ее части. В нерастворимом остатке коньякского мела часто встречаются зерна кварца диаметром 0,05—0,25 мм, и, редко, — зернышки глауконита диаметром 0,1 мм, а также прекрасно образованные и сравнительно крупные призмочки морденита. Нерастворимый остаток туронского мела состоит главным образом из коллоидальной глины с небольшим количеством зерен кварца диаметром 0,05 мм, комочков гидроокисей железа и из весьма редко встречающихся призмочек морденита и зерен глауконита.

Нижняя часть толщи мела, мощностью 10 м, отличается также повышенным содержанием коллоидальной глины — монтмориллонита. В кровле ее лежит прослойка глинистого мела мощностью 0,1 м, который содержит 90% $CaCO_3$ и около 10% монтмориллонита кремовой окраски.

Состав карбонатной части мела, как уже указывалось, весьма однообразен. В ней определены кокколиты и их обломки (58%), фораминиферы и их обломки (5%), призмы иноцерамов (6%), порошковатый кальцит (30%), в том числе 20% изометричных зерен кальцита диаметром около 5 μ. Трубочки рабдолитов довольно редки. Раковины фораминифер

большею частью заполнены основной массой, реже — пустые или частично заполненные изометрическими или короткопризматическими кристалликами кальцита, нарослими на стенки раковин. Размеры и форма их такая же, как и у изометрических кристалликов, наблюдавшихся в препарате тонкой фракции мела — около 5 μ. Очевидно, они имеют и общее происхождение — выделились в процессе диагенеза.

В 100 км юго-западнее Старого Оскола, у Коротояка и Острогожска, туронско-коньякский мел сохраняет прежнюю чистоту. По данным 197 химических анализов, содержание $CaCO_3$ в нем варьирует от 97 до 99%, Fe_2O_3 — от 0,08 до 0,09%.

Мел по р. Дону внешне весьма однообразен, но по ходам илоядов разделяется на ряд горизонтов (данные Г. И. Носова). Химический состав его представлен в табл. 35.

Таблица 35

Химический состав туронско-коньякского мела по Дону и его притокам (в %)

№ образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	P_2O_5	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$
1	2,14	1,73	0,97	53,03	0,15	0,20	41,20	99,42	94,39
2	1,00	0,20	Нет	55,00	1,15	Нет	41,40	98,75	97,90
3	0,76	0,44	0,28	55,08	0,42	0,04	43,13	100,15	98,06
4	1,41	0,75	0,33	53,30	0,62	0,06	42,20	99,97	94,85

1 — хутор Бесплемяновский, в 10 км юго-западнее Урюпинска (по Н. Х. Платонову, 1930); 2 — мел между хут. Бобровским I и станицей Усть-Хоперской (по П. М. Толкачевой, 1940); 3 и 4 — Калачевский район Сталинградской обл.

Кроме того, в образцах из Калачевского района определено:

№ образца	TiO_2	FeO	MnO	K_2O	Na_2O	SO_3
3	Нет	0,10	0,01	0,05	0,31	0,14
4	»	0,09	0,01	0,09	0,18	0,12

Объемный вес сухого мела — 1,50, пористость 44%, естественная влажность 32%, полная влагоемкость 33%, сопротивление сжатию сухого мела 60 кг/см², влажного — 10 кг/см².

Туронско-коньякский мел, распространенный по Дону от Воронежа до Калача, а также по Хопру, Медведице и Иловле, согласно ряду анализов, также отличается высокой чистотой. Содержание $CaCO_3$ в нем варьирует в пределах от 96 до 99%. В мелу из станицы Голубинской на Дону определено 97% $CaCO_3$. В шлифе видна основная масса (90%), раковинки форминифер (6%), призмы иноцерамов (2%) и вторичный кальцит в полостях раковин форминифер (2%). Так как основная масса в шлифе хорошо просвечивает, то в ее составе, вероятно, также много вторичного кальцита. В толще мела рассеяны желвакистые отпечатки губок и шары бурого железняка, внутри которых иногда сохранился марказит. Кремни в мелу отсутствуют.

К северу и северо-востоку от излучины Дона мел постепенно становится более глинистым и на севере Ульяновской области переходит в трепелы.

В. Северо-западная и северная окраины Донбасса

Туронско-коньякский мел из окрестностей Краматорска отличается высокой чистотой. Содержание $CaCO_3$ в нем обычно колеблется в пределах 96—98% и лишь в единичных случаях опускается до 94%. Последнее

обстоятельство объясняется примесью очень мелких кремней. Для иллюстрации приведу послойный состав мела (табл. 36).

Таблица 36

Послойный химический состав толщи туронского и коньякского мела из района Краматорска (в %)

Возраст	Мощность	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$
Cn	21	2,72	0,25	0,30	53,87	0,40	0,33	42,27	99,94	95,80
»	20	1,24	0,11	0,21	54,89	0,27	0,25	43,21	100,18	97,71
»	15	1,21	0,09	0,17	54,78	0,34	0,17	43,23	99,96	97,51
Tn	29	1,68	0,13	0,12	54,40	0,37	0,28	43,03	100,01	96,82
»	13	1,79	0,12	0,11	54,40	0,34	0,31	42,93	100,00	96,82
»	30	1,04	0,14	0,31	54,60	0,35	0,16	43,51	100,11	97,19
»	21	0,68	0,09	0,15	54,68	0,29	0,22	43,78	100,09	97,48

В этих анализах нерастворимый остаток выражен в виде SiO_2. Он определялся путем обработки мела кипящей 20%-ной HCl в течение 10 минут.

Объемный вес мела — 1,38, при влажности 8%. Сопротивление раздавливанию сухого мела колеблется от 11 до 16 кг/см².

В шлифах и препаратах видно, что мел состоит из фораминифер и конколитов (60%), с примесью призм иноцерамов, порошковатого кальцита, кварца, призмочек мордснита и хлопьев глинистого вещества. В нижней части турона встречен прослой мела, состоящий почти целиком из фораминифер. Среди порошковатого кальцита часты изометричные зерна диаметром 5 μ. Встречаются обломочки красной глины с высоким двупреломлением и высоким показателем преломления.

В толще мела из Краматорского района часто встречаются кремневые конкреции. Особенно много их в коньякском ярусе. Наиболее распространенный вид кремней — конкреции неправильной формы или более или менее округлые, 10—30 см в диаметре. Они расположены цепочками параллельно слоям мела. Довольно часты также палочковидные кремни, встречающиеся чаще в верхней части турона и в коньякском ярусе. Пластинчатые кремни сравнительно редки. Располагаясь параллельно слоистости мела, они протягиваются, с небольшими перерывами, на десятки [illegible].

Цвет кремней внутри черный или темносерый, иногда с белыми краями, снаружи — светлосерый, до белого, часто с белой кварцево-опалово-известковой оболочкой. В кремневых конкрециях встречаются остатки мела, а также обломки и целые раковины иноцерамов, устриц, морских ежей, иногда прекрасной сохранности. В то время, как в окружающем мелу раковины моллюсков и морских ежей всегда сплющены или раздавлены, в кремнях они большей частью сохраняют свою натуральную форму. Остатки раковин моллюсков, находящиеся внутри кремней, как правило, окварцованы, а прицементированные к кремням снаружи — не изменены.

В низах коньякского мела распространены кремни, изборожденные характерными ходами илоядных животных.

В мелу изредка встречаются конкреции пирита и марказита, частью превращенные в бурый железняк. Некоторые из этих конкреций образуют наросты на кремнях. В мелу и в кремнях рассеяны ожелезненные отпечатки губок.

В толще краматорского мела С. А. Волковым выделены 149 прослоев кремней, из них 43 прослоя в коньякском мелу.

Мел в районе Славянска и Изюма, будучи сходным с краматорским, имеет и свои особенности. В Славянске нижняя часть толщи туронского мела, мощностью около 40 м, изобилует сферами и питонеллами. В 3 и в 20 м от подошвы меловой толщи проходят прослойки мергеля с гальками мела.

Сферовый мел встречается и в районе Изюма. В мелу Райгородка на Донце содержатся кремни и пиритовые конкреции с наростами барита.

Химический состав толщи туронского и коньякского мела из Лисичанского района представлен в табл. 37 и изображен на фиг. 34.

Таблица 37

Послойный химический состав толщи туронского и коньякского мела в Лисичанском районе (в %)

Возраст	Мощность слоя в м	Нераств. остаток	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$CaSO_4$	R_2O_3	Сумма
Cn	2,5	4,7	94,0	—	—	—	98,7
»	4,0	6,4	92,0	0,5	0,3	0,7	99,9
»	4,0	5,2	93,0	0,5	0,3	0,8	99,8
»	4,0	5,3	93,0	0,4	0,3	0,8	99,8
»	4,0	4,5	93,0	0,4	0,4	0,8	99,1
»	4,0	3,3	94,2	—	—	—	97,5
»	10,0	4,6	93,2	0,6	0,4	0,9	99,7
Tn	10,0	2,0	96,7	0,5	0,3	0,5	100,0
»	8,0	1,6	96,7	0,6	0,3	0,3	99,5
»	8,0	1,0	97,9	0,5	0,3	0,3	100,0
»	4,0	2,7	95,8	—	—	—	98,5
»	8,0	1,1	97,7	0,6	0,2	0,2	99,8
»	8,0	1,2	97,5	0,5	0,2	0,3	99,7
»	17,0	0,7	97,5	0,8	0,3	0,4	99,7

Как видно из табл. 37, туронский мел в Лисичанском районе довольно однородный и чистый, а коньякский мел заметно отличается от туронского повышенным содержанием силикатных примесей.

Коньякский мел отличается от туронского не только повышенным содержанием кремнезема, но и более высоким силикатным модулем. Это видно на следующих, более подробных химических анализах (округленные данные):

Возраст	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потери при прок.	Сумма	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
Cn	4,9	1,1	0,5	53,9	0,5	0,1	38,9	99,0	2,40
Tn	1,6	0,5	0,2	55,0	0,5	0,1	42,0	99,8	2,31

Одновременно с увеличением содержания кремнезема в коньякском мелу, по сравнению с туронским, возрастает процент Al_2O_3 и Fe_2O_3.

О форме связи кремнезема в мелу и о форменном составе мела можно судить по табл. 38.

Из семи микроскопически изученных образцов туронского и коньякского мела, три коньякских образца оказались весьма однородными,

туронскую же — менее сходными. Количественный состав определен в двух наиболее типичных образцах.

Таблица 38

Состав туронского и коньякского мела из Лисичанского района (в %)

Возраст	Кокколиты	Фораминиферы	Прочие известковые организмы	Порошковатый кальцит	Кварц	Глауконит	Опал	Цеолиты	Глина	$CaCO_3$
Cn	50	7	2	34	1	0,2	1,0	2	2,8	93
Tn	55	5	3	35	0,5	0,1	Нет	Нет	1,4	98

Данные табл. 38 показывают, что главную массу пишущего мела составляют кокколиты, существенную роль играют фораминиферы, а прочие известковые организмы содержатся в количестве всего 2—3%. В число их входят главным образом призмы иноцерамов, нередка встречаются остатки иглокожих, плеченогих и устриц. Общее количество органических остатков в мелу 59—63%. Верхняя часть туронского мела отличается повышенным содержанием фораминифер (10%) и призм иноцерамов (8%).

Порошковатый кальцит состоит из мельчайших гранул диаметром 2—3 μ и из более крупных, ясно поляризующих зернышек диаметром 4—6 μ. Первые, возможно, представляют собой обломки кокколитов, последние же — обломки фораминифер и двустворок или вторичный кальцит. Действительно, в препаратах наблюдались переходные формы от порошковатого кальцита к обломкам кокколитов и к более крупным известковым организмам, что как бы связывает все их в одну группу органогенного происхождения. Большая часть крупных (4—6 μ) гранул порошковатого кальцита связана неуловимыми переходами или весьма похожа на те кристаллики, которыми усеяны стенки полостей в раковинах фораминифер. Эта последняя форма кальцита наблюдалась в шлифах и, несомненно, является диагенетическим или вторичным образованием. Следовательно, более крупная фракция порошковатого кальцита, вероятно, того же происхождения.

Средний диаметр зерен кварца в коньякском мелу — 0,07 мм, в туронском — 0,05 мм. Только верхняя часть туронского мела имеет более крупные зерна кварца — 0,09 мм. Глауконит встречается в совершенно ничтожном количестве, цвет его зеленый, диаметр зерен 0,1 мм

Опал встречен только в коньякском мелу. Он имеет вид шарообразных телец диаметром около 1 μ.

Цеолиты в значительном количестве содержатся в коньякском мелу, нередка встречаются в верхах туронского мела, а в более низких слоях [illegible]

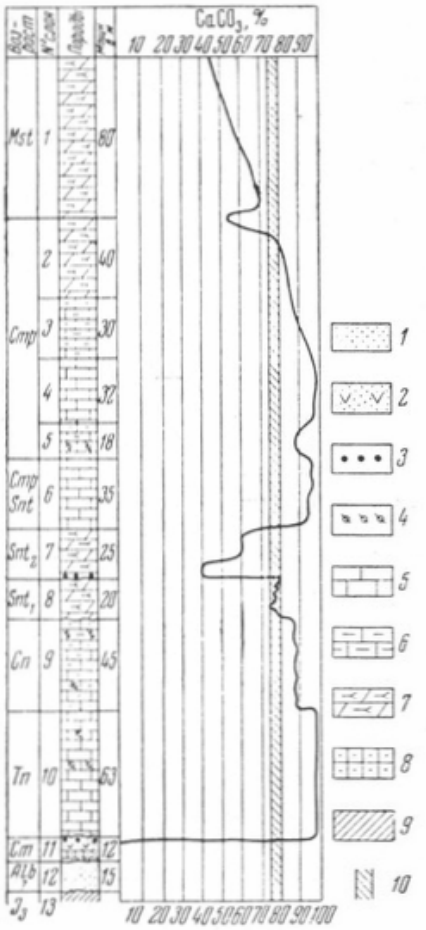
В низах туронского мела проходит прослойка галек мела. Эти гальки видны только после проявления. Мел из этой прослойки отличается обилием сфер (15—20%), малым количеством фораминифер (3%) и повышенным содержанием иглокожих (2%).

Наконец, в самом низу туронского мела выделяются светлосерые кремневидные стяжения чистого известняка. В шлифе этот известняк представляет тонкую нерасчлененную кальцитовую массу.

По направлению к юго-западу от Лисичанска на протяжении 70 км (с. Курдюмовка) состав туронского мела изменяется — увеличивается количество кремней и уменьшается содержание $CaCO_3$ до 95—93%.

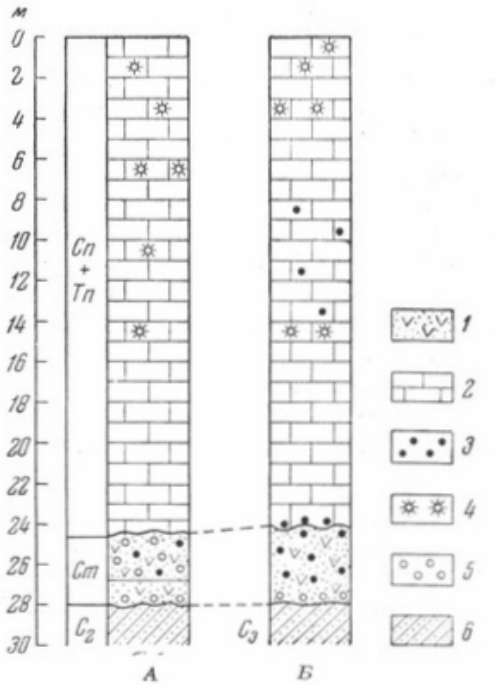
В бассейне р. Лугани турон лежит то на карбоне, то на останцах сеномана и начинается галечником и кварцевым гравием (фиг. 35). Рассмотрим состав гравия из с. Зимогорья. Гальки имеют снаружи черный цвет, хорошо окатаны. В их составе преобладают кремневые, реже встречаются кварцевые и песчаниковые и совсем редко попадаются слабо окатанные гальки и зерна тонкопесчанистых фосфоритов. Содержащиеся в галечнике прослои кварцевого гравия состоят из неокатанных или грубо окатанных зерен, изредка в них можно найти хорошо окатанные песчинки кварца.

Галечник изобилует органическими остатками, сильно перетертыми и по-



Фиг. 34. Геологическая колонка и диаграмма содержания $CaCO_3$ в меловых отложениях Лисичанского района:

1 — песок кварцевый; *2* — песок кварцевый с глауконитом; *3* — фосфориты; *4* — кремни; *5* — мел; *6* — мергель мелоподобный; *7* — мергель кремнеземистый; *8* — песчаник опалово-халцедоновый; *9* — юрские отложения; *10* — область слабо кремнеземистого мергеля на диаграмме



Фиг. 35. Геологические колонки туронских и коньякских отложений на р. Лугани:

А — Черкасское; *Б* — Лутугино.
1 — мел; *2* — песок кварцевый с глауконитом; *3* — желваки фосфорита; *4* — конкреции кремней; *5* — гальки кремней, песчаников и глинистых сланцев; *6* — песчаники и глинистые сланцы карбона

этому почти не определимыми. Среди них можно различить обломки раковин устриц, плеченогих, пектенов, птерий и иглы морских ежей. Фосфатизованные копролиты (червей?), частью глауконитизированные, составляют 1—2% породы. Мелкая фракция из слоя гравия состоит из кокколитов и фораминифер и их обломков, сфер и порошковатого кальцита. Среди последнего преобладают зернышки размером 3—7 μ и более — мука от перетертых раковин моллюсков и кристаллики вторичного кальцита. Нерастворимый остаток тонкой фракции состоит из зерен кварца, глауконита, пластинок мусковита и из весьма редко встречающихся

призмочек мордснита. Часть глауконита находится в форме каналов спикул губок; сами спикулы полностью растворены.

В этом же галечнике часто встречаются иглы морских ежей и изредка зубы акул. Большая часть галечника относится к сеноману.

Выше залегает белый мел с *Inoceramus lamarcki* P a r k. и конкрециями черных кремней, местами сгущающихся в слабо выдержанные слои. Содержание $CaCO_3$ в мелу 95,7%. Состав форменных элементов весьма своеобразен — преобладает порошковатый кальцит (75%), причем большая часть его состоит из зернышек или кристалликов размером 3—6 μ. Сфер содержится 10%, фораминифер — 3%, призм иноцерамов — 2%, кварца и полевых шпатов — 1%, коллоидальной глины с призмочками цеолитов — 3%, глауконита — 0,1%. Кварцевые зерна имеют средний диаметр 0,3 мм, не окатаны. Это обстоятельство указывает на местный источник терригенного материала и заставляет предполагать, что на месте современного Донбасса, по крайней мере в начало турона, был остров.

Здесь же залегает туронский мел, богатый фораминиферами и призмами иноцерамов (фиг. 36).

Вышележащая часть туронского мела содержит 98,1—98,6% $CaCO_3$. Этот мел также состоит преимущественно из порошковатого кальцита — 80%, в котором преобладают кристаллики размером 3—6 μ. Значительную часть мела составляют фораминиферы — 20%, затем идут кокколиты — 15%, призмы иноцерамов — 3%, кварц — 0,5% и глинистое вещество — 1,5%. Сфер здесь нет. Диаметр зерен кварца 0,03—0,05 мм.

Коньякский ярус залегает на размытой поверхности турона и представлен белым, довольно грубым мелом с содержанием 91—95% $CaCO_3$ (фиг. 37). В нижней части толщи мела встречаются шероховатые фосфоритные конкреции и примесь кварцевых и глауконитовых зерен, а выше — черные и серые кремни. Состав мела по слоям весьма разнообразный, что видно из табл. 39.

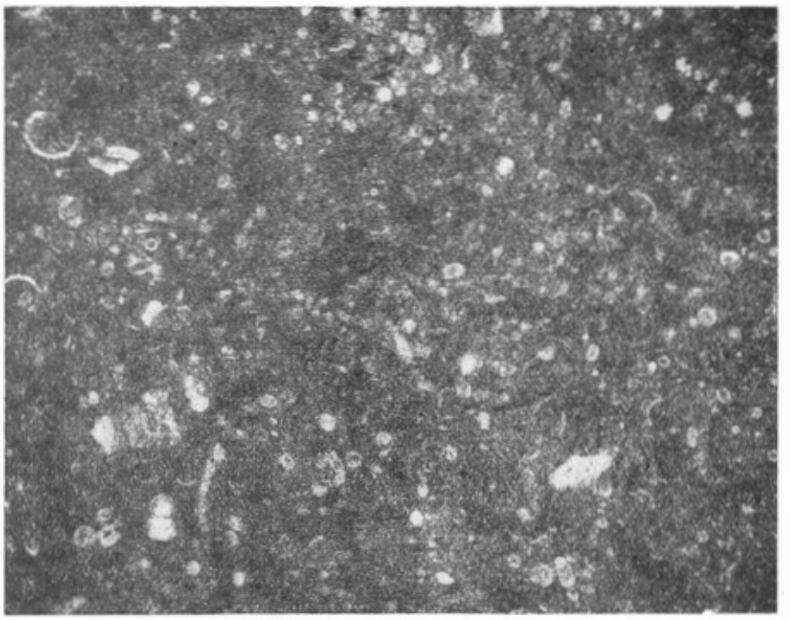
Таблица 39

Послойный состав коньякского мела из с. Лутугино

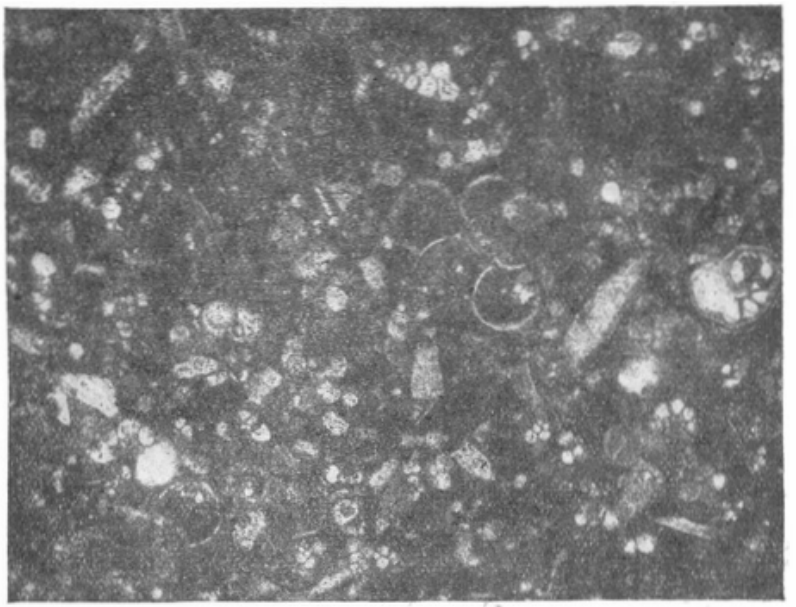
№ слоя	Содержание в %								Диаметр зерен кварца в мм
	$CaCO_3$	Фораминиферы	Кокколиты	Призмы иноцерамов	Порошковатый кальцит	Кварц	Глауконит	Глина	
2	91,3	5	40	25	21	3	2	4	0,09
3	95,0	5	25	5	60	2	0,5	2,5	0,07
4	89,6	30	20	20	19	3	4	3	0,09
5	95,0	40	20	15	20	2	0,5	2,5	0,07

Нижние слои мела по обилию фораминифер могут быть названы фораминиферовыми, а верхние — кокколитовыми. Порошковатый кальцит состоит из мельчайших неопределимых зернышек размером меньше 2 μ, а также из кристалликов кальцита диаметром 2—7 μ и частичек, напоминающих обломки кокколитов. Некоторые из этих кристалликов принадлежат вторичному кальциту, который покрывает стенки пор в раковинах фораминифер, другие же, вероятно, представляют собой обломки или тонкую муку истертых известковых скелетов макроорганизмов. Высокое содержание порошковатого кальцита в слое 3 как раз

связано с повышенным количеством кристалликов, в значительной мере принадлежащих вторичному кальциту.



Фиг. 36. Микрофотография шлифа туронского мела с р. Луганя. Видны сферы, коккосферы и, наредка, форминиферы

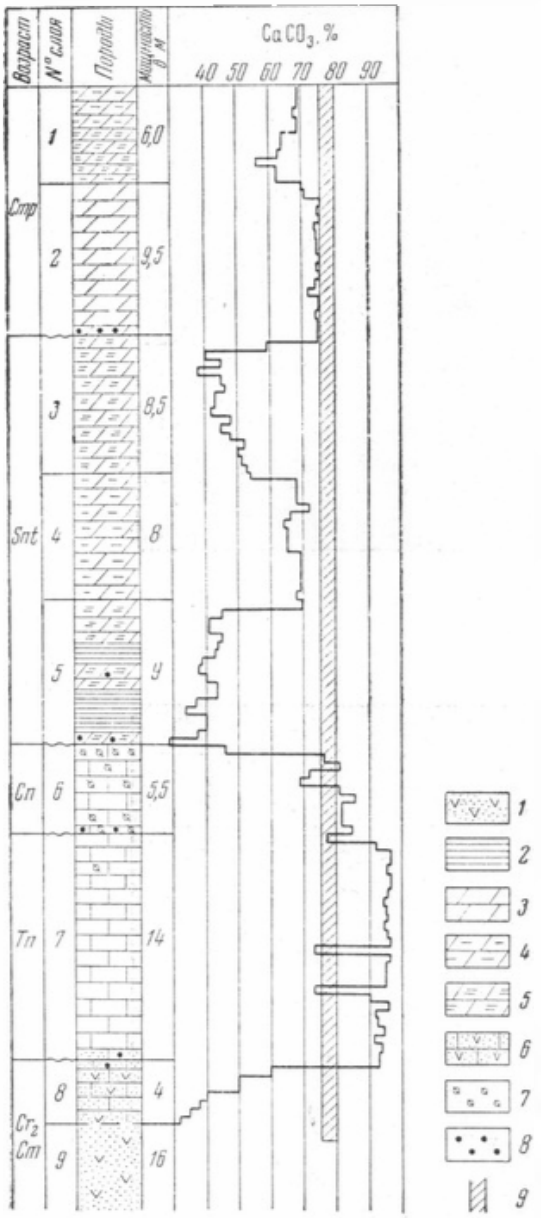


Фиг. 37. Микрофотография шлифа коньякского мела с р. Луганя. Видны форминиферы и призмы иноцерамов.

Повышение содержания кварца сопровождается возрастанием количества глауконита, увеличением диаметра зерен кварца и уменьшением процента $CaCO_3$.

Г. Южная окраина Донбасса

На южной окраине Донбасса туронские и коньякские отложения изучались по правобережью р. Крынки, в Амвросиевском и Успенском районах.



Фиг. 38. Геологическая колонка и диаграмма содержания $CaCO_3$ в мергельно-меловых породах у совхоза № 5 на р. Крынке:

1 — песок кварцевый с глауконитом; *2* — глина карбонатная; *3* — мергель слабо глинистый; *4* — мергель; *5* — мергель сильно глинистый; *6* — мел слабо песчанистый; *7* — кремневые конкреции; *8* — фосфоритные конкреции; *9* — область слабо глинистого мергеля на диаграмме

Содержание $CaCO_3$ в туронском и коньякском мелу с участка у совхоза № 5, по материалам Ф. М. Полонского (1928) и нашим данным, показано на фиг. 38. Содержание $CaCO_3$ в туронском мелу колеблется в пределах 92—96% и в среднем равно 94%. Только два образца, в которые попали мелкие кремни, дали пониженный результат.

Химический состав туронского мела, по данным А. С. Кучерова, представлен в табл. 40.

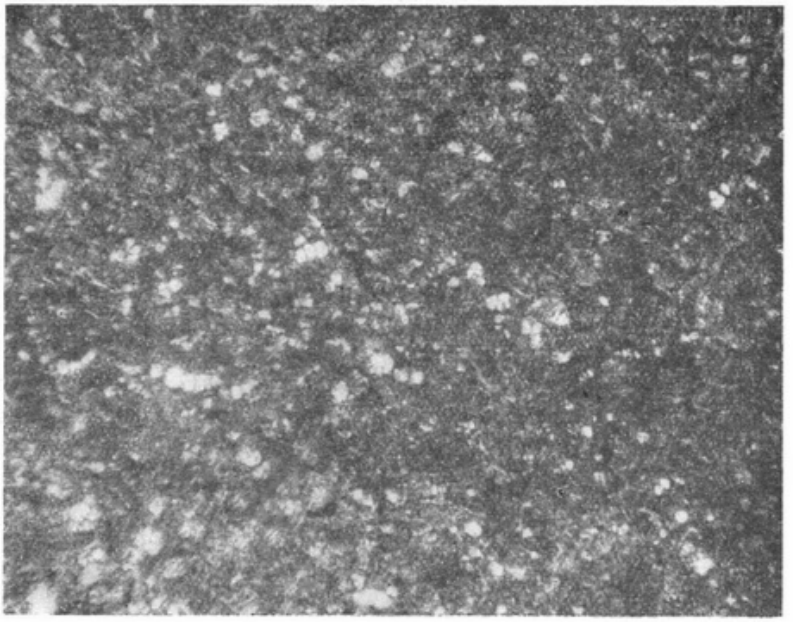
Образец туронского мела из средней части толщи, содержащий 94% $CaCO_3$, и образец коньякского мела с 85% $CaCO_3$, тоже из середины толщи, сложены следующими компонентами (табл. 41)

В число прочих известковых организмов в туроне входят раковинки остракод — 1%, сферы — 1% и призмы иноцерамов — 2%. Кальцит в виде более или менее крупных кристалликов, выполняющий раковины фораминифер, здесь назван вторичным. Вместе с глиной подсчитаны слюды и гидроокиси железа. Средний диаметр зерен кварца и полевых шпатов 0,15 мм, глауконита 0,10 мм.

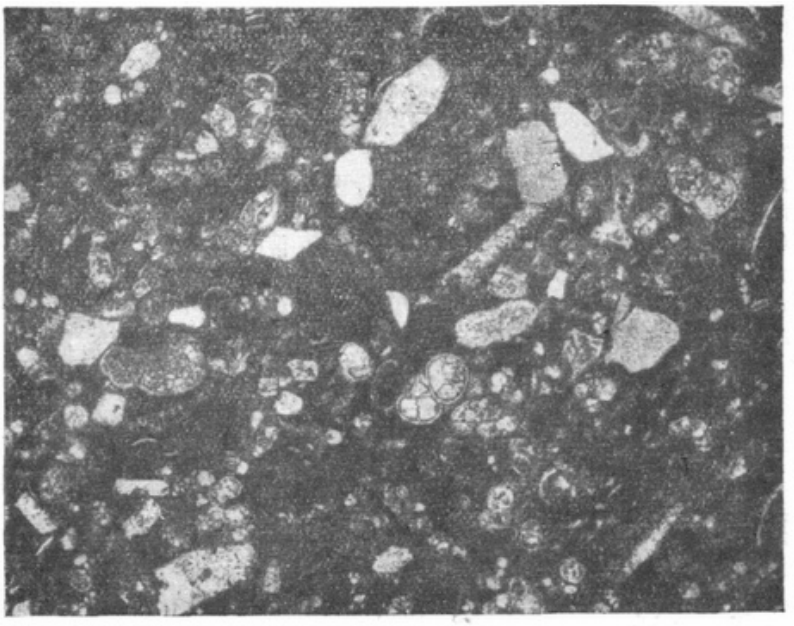
На Квашинском меловом куполе в одном из прослоев мела встречено много сфер и питонелл.

По внешнему виду туронский мел очень однороден, только в самом низу его встречаются мелкие коричневые желвачки фосфоритов и песчинки кварца диаметром 0,3—0,5 мм. В верхней части мела, обычно на 1—3 м ниже его кровли, редко рассеяны конкреции черных кремней. Кроме того, верхняя часть туронского мела отличается несколько меньшим содержанием фораминифер, призм иноцерамов и кварцевых песчинок (фиг. 39). Сами фораминиферы здесь очень мелкие; вторичный кальцит очень редок.

Мел коньякского яруса существенно отличается от туронского меньшим содержанием $CaCO_3$ (70—85%, в среднем 80%) и иным составом



Фиг. 39. Микрофотография шлифа туронского мела. Совхоз № 5 на р. Крынке. Ув. 46, без анализатора



Фиг. 40. Микрофотография шлифа коньякского мела. Совхоз № 5 на р. Крынке. Ув. 46, без анализатора

нерастворимого остатка. Коньякский ярус залегает на слегка размытой поверхности туронского мела и начинается песчанистым мелом с мелкими коричневыми шероховатыми конкрециями фосфоритов и с черными и серыми кремнями. Количество фораминифер в нем 8—10%, призм

Таблица 40

Химический состав [illegible] мела с [illegible] окраины Донбасса (в %)

№ образца	SiO_2	[illegible]	[illegible]	CaO	MgO	[illegible]	Потери при прок.	Сумма	$CaCO_3$
1	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	1,50	[illegible]	[illegible]	100,12	[illegible]
2	1,00	0,10	0,40	55,60	0,50	0,60	—	—	[illegible]
Среднее	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	—	—	97,20

1 — мел [illegible] у совхоза № 5, в 5 км северо-западнее Амвросиевки; 2 — [illegible]

Таблица 41

Состав [illegible] туронского и коньякского мела с [illegible] окраины Донбасса (в %)

Возраст	Ко[illegible]	Фораминиферы	Прочие известковые организмы	[illegible]	[illegible]	Кв[illegible]	О[illegible]	Глауконит	[illegible]	Глина
[illegible]	65	5	9	12	—	4	2	1	2	[illegible]
Tn	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		[illegible]	[illegible]	0,5	3

иноцерамов — 15—20%, зерен кварца — 5—10%, диаметр их 0,15—0,20 мм (фиг. 40). Выше идет более чистый мел, богатый кремневыми конкрециями. Кварца в нем меньше и размеры его зерен мельче. Кровля коньякского мела размыта, источена сверлящими организмами и подверглась сильному окремнению. Эти процессы обязаны уже сантонской трансгрессии.

На Квашинском куполе коньяк начинается белым мелом с гальками мела. Эти белые гальки мягкого мела различимы в сероватo-белом, несколько более грубом коньякском мелу только при внимательном рассмотрении. Выше идет толща белого пишущего мела. Отсутствие примеси песка и фосфоритов в этом мелу говорит о том, что здесь коньякское море было более глубоким, чем у совхоза № 5.

Д. Условия образования осадков

Большая часть туронского и коньякского ярусов состоит из пишущего мела, мергелей и кремнистых пород. Условия образования их мы рассмотрим в специальной главе, а здесь попытаемся выяснить границы суши и моря, распространение отложений, особенности и историю развития туронского и коньякского морей.

Вдоль северной границы впадины, от Минска, или, точнее, от Слуцка и до Рославля, нижний турон представлен мелом и мелоподобными мергелями (фиг. 41). Только вблизи Смоленска он переходит в мергели, которые в нижней своей части песчанисты. Бо́льшая часть мергелей у Смоленска представляет весьма тонкий осадок, который мог накопляться только за пределами действия волн, т. е. глубже 150 м. Следовательно, береговая линия туронского моря находилась много севернее линии Минск—Смоленск, за пределами исследованной нами территории.

Восточнее Рославля нижний турон постепенно срезается верхне-

туронскими осадками. У восточной границы своего распространения, по линии Мосальск—Жиздра—Карачев, сохранились, повидимому, только нижние слои нижнего турона. Мел здесь содержит значительную примесь кварцевого песка, зерна глауконита, конкреции фосфоритов, губки и раковины двустворок (преимущественно иноцерамов и устриц), нередко окатанных и залегающих в разнообразном положении. Пески с фосфоритами и иноцерамами, вероятно нижнетуронские, сохранились у с. Глазуновки. Все эти факты свидетельствуют о том, что в начале нижнего турона здесь было неглубокое море и что терригенный материал приносился сюда с востока или северо-востока, т. е. из района Калуга—Тула, где можно предполагать существование суши, скорее всего — острова. Там размывались, вероятно, сеноманские слои. О том, что происходило в последующее время, можно судить по осадкам довольно полных разрезов нижнего турона, сохранившихся в более западных районах. Так, у с. Фокино (20 км севернее Брянска) самые нижние слои туронского мела содержат небольшую примесь тонкого кварцевого песка, а в средних и верхних его слоях песок почти исчезает. В то же время большое количество обломков раковин иноцерамов сохраняется во всей меловой толще, придавая мелу грубый облик. Полоса грубого туронского мела прослеживается от с. Фокино на Карачев—Дмитровск—Фатеж (см. фиг. 41). Параллельно ей с западной стороны протягивается линия выходов более тонкого мела. Такие сравнительно тонкие разности мела наблюдались в Брянске, Выгоничах, Дмитриеве, Курске, Щиграх и у с. Латное близ Воронежа. В этих мелах обломки раковин иноцерамов встречаются в малом количестве, а устрицы и губки, как правило, сохранились в естественном положении.

Фиг. 41. Схематическая карта распространения отложений нижнего турона в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины:

1 — мел; *2* — мергель; *3* — мел грубый, с призмами раковин иноцерамов; *4* — песок

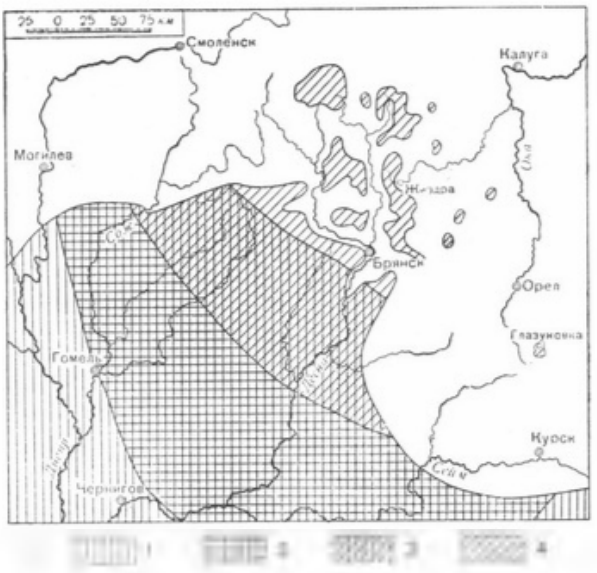
Полосы грубого и тонкого мела, очевидно, отражают собою линии одинаковых глубин туронского моря. При этом грубые мела, или известковые илы, из которых образовался мел, накоплялись в области движения волн — на глубинах порядка 100—200 м, а тонкие мела — еще глубже.

Если для начала турона мы имели право предполагать существование суши в районе Калуга—Тула, то для остального отрезка нижнетуронского времени у нас уже нет достаточных оснований к такому предположению. Береговая линия моря в это время отодвинулась дальше к северу и северо-востоку, хотя значительного углубления моря, вероятно, не произошло. Как показывает диаграмма содержания $CaCO_3$ в добромянских мергелях, колебания земной коры в течение нижнего турона были незначительны.

О размере былого распространения нижнетуронского моря к северу свидетельствуют следы пишущего мела в Московской области, где в осно-

вании коньякского яруса встречаются гальки фосфатизованного мела, изобилующие остатками форминифер.

На границе нижнего и верхнего турона, в Брянской обл., произошло обмеление моря, вследствие чего значительная часть толщи туронского мела была вбрадирована, а в районах восточнее и севернее Жиздры она местами оказалась совсем размытой. В Брянском и более западных районах это обмеление выразилось в небольшом увеличении притока терригенного материала и в появлении обилия кремневых губок, спикулы которых при дальнейшем растворении и переотложении кремнезема обусловили образование кремневой плиты. Возможно, что с этими движениями связано появление среди туронского мела слоя песка в мест Городец, недалеко от Жлобина.



Фиг. 42. Схематическая карта распространения отложений верхнего турона в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины:

1 — ил; 2 — мергель; 3 — трепел карбонатный; 4 — трепел бескарбонатный

Отсюда следует, что в середине туронского века в Брянской и соседних областях происходило общее поднятие земной коры. При этом мелководные участки попали в сферу энергичного движения волн и поэтому были размыты, а в более глубоких частях моря продолжалось спокойное накопление известкового ила. В начале второй половины туронского века снова произошла трансгрессия моря, но вместо известкового ила стали отлагаться кремнеземистые, вероятно диатомовые илы, превратившиеся затем в трепелы и опоки (фиг. 42). Это весьма тонкие осадки с ничтожной примесью пылеватых зерен кварца и глауконита и с большим содержанием глинистого материала. Раковины иноцерамов и мелких устриц в них имеют тонкие створки. Они залегают обычно в естественном положении и хотя почти всегда раздавлены, все же отличаются значительно лучшей сохранностью, чем раковины таких же организмов в подстилающем мелу.

Из этих данных следует, что верхнетуронские опоки и трепелы образовались в море на глубине порядка 150—300 м, очевидно — большей, чем глубина накопления грубого известкового ила.

Прослеживая состав верхнетуронских осадков вдоль северной и восточной границы их распространения, на отрезке от Мосальска до Карачева, мы не находим в них каких-либо существенных фациальных изменений. Все это такие же тонкие кремнеземистые породы, как и в Брянском районе. Только в Московской обл. туронские трепеловидные глины содержат значительную примесь зерен кварца, правда все еще очень мелких — средний диаметр их около 0,05 мм. Присутствие отпечатков форминифер указывает, что этот осадок был первоначально известковистым.

Отсюда видно, что во второй половине турона море после кратковременного обмеления углубилось и, вероятно, расширило свои границы. Одновременно с этим сильно возрос приток глинистого материала с севера

в Брянскую и соседние области. Этот факт можно объяснить открывшимся сообщением с Подмосковной котловиной, из которой богатые кремнеземом воды поступали ранее только в северное Поволжье, где отлагались диатомиты. Эти диатомиты были преобразованы затем в трепелы, частично сохранившиеся в Чувашии и на севере Ульяновской обл.

В северной части Московской обл. коньякский ярус начинается песчаниками с гальками фосфоритов в основании («контактный песчаник»). Выше песчаники переходят в пески, алевриты и далее в трепелы, которые в самом верху снова становятся песчанистыми и переходят в пески и песчаники. Таким образом, здесь имеются отложения полного цикла седиментации, начиная с трансгрессии и кончая регрессией моря. Во время максимума трансгрессии накоплялись кремнеземистые, точнее — диатомовые илы с радиоляриями.

Коньякские песчаники Зарайского района (Добров, 1929), вероятно, соответствуют «контактному песчанику» Московской обл., отражающему только начало коньякской трансгрессии. Такое представление о зарайском песчанике не позволяет изображать в Зарайском районе мелководную фацию коньяка. Напротив, можно предполагать, что в Зарайском или соседних районах могут быть найдены туронские или коньякские трепелы.

Отражение цикла осадконакопления, характерного для Подмосковной котловины, наблюдалось и в бассейне Десны. Так, кривая содержания $CaCO_3$ в коньякских мергелях устья р. Судости (см. фиг. 33) находится в полном соответствии с той трансгрессией и регрессией моря, которая происходила в Московской обл.

Коньякские и верхнетуронские мергели бассейна р. Судости и соседних районов, как мы уже видели, состоят из очень тонкого материала и содержат ничтожную примесь пылеватых зерен кварца. Это позволяет сделать заключение, что они образовались на глубине больше 150 м, приблизительно на такой же, как и подстилающий их мел.

Во всей остальной части Днепровско-Донецкой впадины в коньякское и туронское время отлагались однородные кокколитовые илы. Очевидно, береговая линия туронского моря была далеко от современных границ распространения его осадков. Некоторые особенности представляют окраины Донбасса. На них следует остановиться.

В мелу окраин Донбасса часто встречаются конкреции кремней; в коньякском мелу их больше, чем в туронском. Кроме того, коньякский мел отличается повышенным содержанием зерен кварца. В низах туронского и коньякского мела встречаются слои с огромным количеством форминифер, так что эти разности мелов можно назвать фораминиферовыми. Наряду с ними, в Изюме, Славянске, Ворошиловграде и Амвросиевке встречена зона, или слой мела со сферами и питонеллами. В связи с этим любопытно отметить, что сферы в Англо-Парижском бассейне изобилуют только в мелу зоны *Rhynchonella quivieri*. Вероятно, этой зоне и соответствует в Донбассе мел со сферами. Мел с остатками сфер, тоже относящийся, вероятно, к зоне *Rh. quivieri*, встречается в Западной Украине, в Крыму, на Кавказе (Келлер, 1946, 1947).

Теперь рассмотрим изменение состава пород по вертикали в разных районах Донбасса. На северо-западной и южной его окраинах мел залегает на размытой поверхности сеномана, а на северной — местами на сеномане, а местами прямо на карбоне или на триасе.

В Краматорске наблюдается совершенно непрерывный переход туронского мела в коньякский, только количество кремней в коньяке заметно больше, чем в туроне. Кроме того, кремни в коньяке имеют более прихотливую форму и нередко изборождены ходами илоядов. В туронском сферовом мелу Славянска имеются две мергельные прослойки с гальками

мела. Первая прослойка проходит в 3, а вторая в 20 м от подошвы меловой толщи.

В Лисичанске среди меловой туронской толщи имеется прослойка галек мела, которые обнаруживаются только после проявления. Кроме того, между туронским и коньякским мелом или мергелем видны отчетливые следы перерыва в накоплении осадков. Поверхность туронского мела имеет серовато-желтый цвет, твердая, слегка фосфатизована и источена сверлящими организмами. Очевидно, на границе туронского и коньякского века здесь происходило обмеление моря

В бассейне р. Луганн туронский и коньякский мел, вследствие примеси большого количества призм иноцерамов и фораминифер, имеет грубый облик, что отличает его от более тонкого мела Краматорска, Славянска и Лисичанска.

Турон здесь начинается галечниками и песками, причем примесь среднезернистого песка имеется и в нижней части толщи мела, где встречаются также сферы. Отсюда можно сделать вывод, что в самом начале турона южнее Луганн, на месте обнаженной ныне части Донбасса, была суша, вероятно — остров, который постепенно погружался и во второй половине турона был покрыт морем.

На границе турона и коньяка этот остров снова резко поднялся, вследствие чего туронские осадки были, местами частично, местами полностью, размыты. Незначительная примесь терригенного материала в составе коньякского мела показывает, что Донецкий остров опять погрузился ниже уровня моря или в значительной части был покрыт морем.

Следы такого же хода событий имеются и в Амвросиевском районе, на южной окраине Донбасса.

Что происходило с Украинским кристаллическим массивом — остается неясным. Ничтожная примесь пылеватых кварцевых зерен в мелу Краматорска, Канева, Киева и Здолбунова (западная окраина массива) наводит на мысль, что если на месте Украинского массива и существовала суша, то только в виде очень небольшого острова или ряда островов. В пользу такого заключения говорят находки остатков ороговикованного мела с двустворками плохой сохранности в районе Володарск-Волынска, на самом массиве.

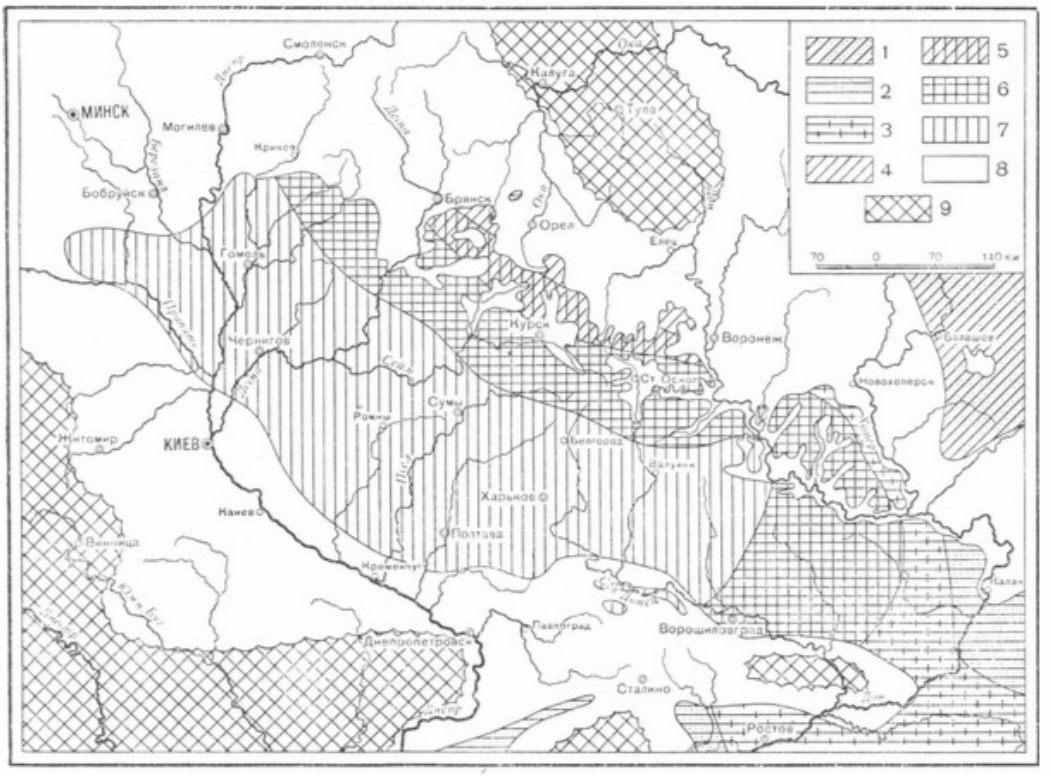
Наконец, следует остановиться на небольшой прослойке глинистого мела, которая наблюдалась в низах туронской толщи в Старом Осколе, Славянске и Лисичанске. Особенностью этой прослойки является то, что глинистый компонент в ней представлен монтмориллонитом и что увеличение примеси глины не сопровождается увеличением количества или размеров кварцевых зерен по сравнению с подстилающим и покрывающим ее мелом. Отсутствие связи между появлением этой прослойки и приносом терригенного кварца позволяет сделать заключение, что монтмориллонит здесь представляет скорее всего разложенный вулканический пепел.

В Крыму подобные прослойки глины отличаются меньшей карбонатностью и известны под названием кила. Образование их тоже связывается с разложением вулканического пепла. Слои крымского кила также изрыты многочисленными ходами илоядов, вследствие чего их границы с подстилающими и покрывающими породами неровные.

6. САНТОНСКИЙ ЯРУС

В Поволжье и в значительной части Днепровско-Донецкой впадины отложения сантонского яруса, по сравнению с туронскими и коньякскими, отличаются повышенным содержанием аморфного кремнезема Одновременно с увеличением кремнеземистости в них появляется холодно-

водная фауна — иноцерамы кардиссоидной группы, птерии и холодноводные фораминиферы. Эти факты А. Д. Архангельский объяснял появлением прямой связи сантонского моря Русской платформы с арктическим бассейном посредством пролива, который проходил вдоль западного склона Урала.



Фиг. 43. Схема распространения сантонских отложений:

1 — пески и песчанистые опоки с глауконитом; *2* — глины кремнеземистые алевритово-песчанистые; *3* — глины кремнеземистые известковые; *4* — опоки и трепелы; *5* — опоки и трепелы известковистые; *6* — мергели глинистые; *7* — мел и мелоподобный мергель; *8* — площади вероятного накопления сантонских отложений, впоследствии размытых; *9* — суша

А. Северная окраина впадины

Распространение сантонских отложений в Днепровско-Донецкой впадине показано на фиг. 43.

Рассмотрим состав и особенности этого своеобразного яруса.

В средней Белоруссии, по данным бурения в Давыдовке, сантон представлен белым пишущим мелом. Восточнее, в бассейне р. Сож, он переходит в мергели (см. фиг. 30).

Довольно подробно сантон изучен в районе устья р. Судости. Содержание $CaCO_3$ в сантонских породах показано на фиг. 33, химический состав их, по данным И. Г. Лобач, приведен в табл. 42. Для составления диаграммы фиг. 33 послужили определения $CaCO_3$ с каждого метра глубины (Лишковская, 1930, с дополнениями автора).

Содержание $CaCO_3$ в табл. 42 рассчитано по CaO. В мергеле из слоя 6 определено 0,15% TiO_2.

Среднее содержание $CaCO_3$ в мелу и песках верхнего сантона, имеющих общую мощность 9 м, составляет 69,3%, в мелоподобных мергелях нижнего сантона, имеющих мощность 25 м, оно достигает 84,3%. Среднее содержание $CaCO_3$ для всего сантонского яруса 82,5%. Так как верхний

Таблица 42

Химический состав послойных средних проб мергелей из Гремячского района, на р. Десне (в %)

№ слоя	Возраст	Мощность в м	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
4	Snt_2	6	23,52	2,60	1,72	40,59	Следы	0,25	31,98	100,66	72,25	5,44
5	Snt_1	13	6,41	2,17	0,17	51,00	0,35	0,16	40,20	100,47	90,78	2,74
6	»	4	11,77	4,31	0,93	46,32	0,12	0,28	36,61	100,49	82,45	2,25

сантон был частично размыт во время кампанской трансгрессии, то надо полагать, что его мощность была больше и, соответственно, среднее содержание $CaCO_3$ было выше.

На основании постепенного увеличения процента глинистой фракции при переходе от коньякского глинистого мергеля к сантонскому мелоподобному мергелю А. Закревская (1936) делает вывод, что эти мергели связаны непрерывными переходами. Помимо того, что это заключение противоречит данным М. П. Казакова (1928), который наблюдал в основании сантона фосфоритные конкреции и резкий контакт с коньяком, оно не находится также в согласии с данными самой Закревской. По приводимым ею же химическим анализам мергелей (см. фиг. 33), контакт коньяка с сантоном весьма резкий.

Сантонский мел и подстилающий его песок, по моим подсчетам в шлифах и порошковых препаратах, показали следующий состав (табл. 43).

Таблица 43

Содержание форменных компонентов в сантонских породах из района устья р. Судости (в %)

Породы	Порошковатый кальцит	Кокколиты	Фораминиферы	Прочие известковые организмы	Кварц	Глауконит	Глина
Мел	35	50	9	5	1	1	1
Песок	15	20	2	8	40	14	1

Полевые шпаты и акцессорные минералы подсчитаны вместе с кварцем, их очень мало. Размеры зерен кварца, полевых шпатов и глауконита однообразные — большею частью диаметром 0,1 мм. Призмочки мордонита редки. Среди кокколитов в мелу встречаются трубочки рабдолитов. В число прочих известковых организмов входят призмы иноцерамов, обломки других двустворок, плеченогих и белемнителл. В песке, кроме того, присутствуют фосфатизованные копролиты (червей?), шероховатые тонкопесчанистые фосфоритные конкреции и гальки фосфоритов глинистой разновидности.

Недостаточно дробное стратиграфическое расчленение пород, относимых здесь к сантону, не позволяет делать сопоставлений и выводов о фациальных изменениях подъярусов сантона.

На р. Сейм сантон выходит на поверхность у г. Рыльска. П. Н. Чирвинский (1913) изучал мергель, взятый приблизительно на 25 м ниже

кровли сантона у дер. Волынки, в 3 км северо-восточнее Рыльска. В шлифе он определил кварц и полевой шпат (5,97%); глауконит (2,82%), мусковит и биотит (0,52%), магнетит (0,12%); основная масса, вместе с раковинами фораминифер, составила 90,57%. Все проценты объемные, диаметр зерен кварца обычно 0,04—0,05 мм. В другом образце мергеля из окрестностей Рыльска им было определено 75% не растворимого в горячей уксусной кислоте остатка.

Подтверждая описания П. И. Чирвинского, следует добавить, что изученные им мергели относятся к верхнему сантону. В них часто встречаются *Actinocamax verus* Mill. var. *fragilis* Arkh., *Belemnitella praecursor* Stolley и ожелезненные отпечатки кремневых губок. Мергели имеют светлозеленовато-серый цвет; они — слюдистые, с примесью тонкого кварцевоглауконитового песка, рыхлые, с прослоями или линзами более твердых разностей. Содержание $CaCO_3$ в твердом мергеле 21—28%, в рыхлом 33%.

Выше залегают мелоподобные мергели, переходные от сантона к кампану. Мощность их около 15 м. Наряду с *Belemnitella praecursor* Stolley они содержат *Belemnitella mucronata* Schloth. и изобилуют разнообразными ходами илоядов.

Содержание $CaCO_3$ в этих мергелях следующее (в %):

Расстояние от кровли слоя в м								
0,1	0,5	1,0	2,0	4,0	5,0	6,0	8,0	9,0
66,28	70,08	73,33	86,05	71,26	81,06	80,44	79,06	79,88

Подробный химический состав их приведен в табл. 44 в анализах 2 и 3. Как видно из анализов, эти мергели по своему составу близки к натуралам. Содержание железа в них, вероятно, занижено.

В районе Курска развита мощная толща сантонских мергелей с *Mortoniceras (Texanites) texanum* Roem. (по Ворожевой, 1934), указывающим на принадлежность их к нижнему сантону. Верхняя часть мергельной толщи подверглась сильному выветриванию — кальцит из нее выщелочен и она превращена в трепелы (анализы 6—9 в табл. 44). Мергели состоят из порошковатого кальцита, мельчайших опаловых частиц и небольшого количества фораминифер, призм иноцерамов, пылеватых зерен кварца и глауконита, листочков слюды и из глинистой массы.

Мергели из Льгова, Дроняева и Щигров (табл. 44) имеют близкий состав — около 53% $CaCO_3$. По данным А. П. Энгельгардта (1867) и Н. В. Кудрявцева (1892), мергели низов сантона из окрестностей Курска содержат около 50% $CaCO_3$. В Дмитриевском районе содержание $CaCO_3$ в мергелях снижается до 35%.

Если по направлению с запада на восток, на отрезке Льгов—Курск—Щигры, состав сантона довольно постоянен, то в направлении с севера на юг он изменяется весьма резко. Так, в 80 км севернее Курска, у Глазуновки и Малоархангельска, сантон начинается зеленовато-серым, сильно песчанистым слюдистым трепелом, местами переходящим в тонкий глинистый песок. Выше залегает толща глинистого, слабо песчанистого трепела в нижней части известьвистого.

Южнее Малоархангельска трепел становится все более известковистым, менее песчанистым и около Курска переходит в мергель. Химический состав известковистых трепелов и мергеля из дер. Волобуево, в 15 км севернее Курска, приведен в табл. 45.

Таблица 44

Химический состав сантонских пород Курской области (в %)

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
1	46,63	11,10	3,92	19,64	1,46	0,06	17,72	100,53	34,99	3,07
2	12,82	8,83	0,64	45,00	0,80	0,05	30,40	98,54	80,10	1,35
3	14,61	10,90	0,74	41,05	0,80	0,02	29,63	97,75	73,06	1,26
4	41,79	4,87	2,33	27,02	0,72	0,09	22,03	98,84	48,09	5,80
5	35,50	5,90	2,08	29,74	0,96	0,06	26,10	100,34	52,93	4,46
6	75,11	8,06	4,03	6,30	1,34	—	5,38	100,20	11,21	6,21
7	80,80	7,11	3,12	2,03	0,85	—	4,58	96,49	3,61	7,90
8	69,19	11,67	3,76	2,29	1,14	—	4,18	92,23	4,07	4,48
9	74,00	8,91	5,36	2,52	1,48	—	4,12	96,39	4,85	5,18
10	17,71	4,15	1,11	41,26	0,64	0,04	33,07	97,98	73,44	3,37
11	31,28	6,07	3,17	32,65	0,25	0,15	25,74	99,31	58,31	3,38

1 — село Старый Город, в 2 км южнее г. Дмитриева; 2 — дер. Поповка, в 4 км южнее Рыльска, верх слоя; 3 — дер. Поповка, в 4 км южнее Рыльска, низ слоя; 4 — Льгов; 5 — село Дроняево, в 35 км западнее Курска (по Д. П. Панкову); 6 — дер. Касторная, в 10 км западнее Курска; 7 — Казацкая слобода, в 3 км западнее Курска; 8 — дер. Поповка, в 2 км севернее Курска; 9 — Курск; 10 — село Медвенка, в 30 км южнее Курска; 11 — Щигры, средний состав толщи мергеля (по Е. А. Филатову и Т. Ф. Громцевой).

Анализы № 1—4 и № 6—10 приведены по Б. М. Даньшину (1936).

Таблица 45

Химический состав известковистых трепелов и мергеля из дер. Волобуево (в %)

Часть толщи	Нерастворимый остаток	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	P.O.	Сумма	$CaCO_3$
Верхняя	67,04	2,10	15,90	0,47	11,34	0,30	94,20	24,74
Средняя	62,73	2,40	16,20	0,30	11,95	0,30	93,86	28,83
Нижняя	55,97	2,30	19,84	0,99	15,21	0,28	99,93	35,31

Образцы, анализы которых приведены в табл. 45, взяты мною из 45-метровой толщи трепелов левобережья р. Обмети, у дер. Волобуево. Нижний образец взят в 5 м от подошвы, а верхний в 8 м от кровли толщи. $CaCO_3$ в таблице рассчитан по CaO. Как видно из табл. 45, карбонатность мергелей снизу вверх уменьшается.

В Курске, как уже указывалось, в нижних частях сантонских мергелей содержится 47—50% $CaCO_3$, а в самом верху они переходят в слабо известковистые или бескарбонатные трепелы. Контакт трепелов с мергелем карманообразный, что указывает на образование их в результате выщелачивания кальцита из мергеля.

В 8 км юго-западнее Курска, у дер. Воронцево, мергели из нижней части разреза содержат 66,8% $CaCO_3$, а из верхней — 52,5% $CaCO_3$ (Кудрявцев, 1892). В 30 км южнее Курска, у с. Медвенки, в мергелях определено уже 73% $CaCO_3$.

В верховьях р. Липовый Донец появляется так называемая переходная от сантона к кампану толща глинистого мела. В 100 км южнее Курска, у дер. Нечаевки, эта толща имеет следующий состав (табл. 46).

Таблица 46

Химический состав пород переходной толщи сантона и контактирующих с нею слоев (в %)

№ образца	Расстояние от подошвы толщи в м	Нерастворимый в HCl остаток	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$
29	27	1,10	0,35	0,10	55,36	0,10	43,50	100,51	98,54
30	25	3,20	0,74	0,09	53,10	0,18	42,25	99,56	94,52
31	20	19,50	1,64	0,21	43,93	0,27	34,48	100,03	78,20
33	17	5,00	0,26	0,44	52,60	0,21	41,56	100,07	93,63
34	14	6,00	0,30	0,30	51,99	0,12	41,58	100,29	92,54
35	11	2,00	0,60	0,30	54,01	0,15	42,46	99,52	96,14
36	8	4,88	0,44	0,16	52,62	0,25	41,57	99,92	93,66
38	4	5,50	1,75	0,47	50,97	0,20	44,58	100,47	90,73
39	—	9,28	0,84	0,56	48,84	0,68	39,31	99,51	86,94

Обр. 29 — мел с фосфоритами из основания кампанского яруса. Обр. 39 — светлосерый слюдистый мергель верхнего сантона. Остальные образцы взяты из переходной толщи.

Из этой таблицы прежде всего видно, что содержание $CaCO_3$ в верхнесантонском мергеле по направлению к югу продолжает возрастать и здесь достигает 86,94%. Переходная толща имеет довольно однородный состав. Выделяется только обр. 31, где в мелу рассеяны мелкие кремешки.

Содержание форменных компонентов в переходном мелу и в верхнесантонском мергеле следующее (табл. 47).

Таблица 47

Содержание форменных компонентов в мелу переходной толщи и в сантонском мергеле из дер. Нечаевки (в %)

Порода	Порошковатый кальцит	Кокколиты	Фораминиферы	Прочие известковые организмы	Кварц	Глауконит	Глина	Опал	Мордснит
Мел	35	50	5	2	1	0,5	2,5	1	3
Мергель	39	42	4	2	3	1	2	4	3

Кварц присутствует в виде пылеватых зерен диаметром 0,04 мм. Глауконит — зеленый, размеры его немного больше, чем кварца, — 0,05 мм в диаметре. Опал глобулярный, только в обр. 31 наряду с глобулями присутствуют мельчайшие (5—6 μ) округлые агрегаты опала с небольшой примесью кальцита.

Соотношение опала и цеолитов в различных образцах мела не одинаковое: как правило, преобладают цеолиты и только в обр. 36 они встречаются в равных количествах. В обр. 31 и 39 явно преобладает опал.

Изменения состава сантонских отложений с севера на юг, по линии Нижнедевицк—Старый Оскол—Валуйки, аналогичны тем, какие мы видели по направлению Глазуновка—Курск—Нечаевка, но здесь имеются и свои особенности.

В Нижнедевицком районе, у сел. Погожево, Орехово, Ново-Ольшанское и др., широко распространены светлосерые трепелы, имеющие мощность до 20 м. В верхней части толщи трепел охристый, песчанистый

и с прослойками песка. Под ним обычно залегает «трепел-плита». Ниже идет «трепел чистый» с линзами «трепела-плиты». Мощность верхних песчанистых трепелов до 4 м, трепела плиты 0,3 м и чистых трепелов 2—3 м, но местами достигает 19 м. Под ними залегает, как уже описано, серо-зеленый мелкозернистый слюдистый песок, а ниже — светлосерый мергель. Трепелы и пески относятся, повидимому, к верхнему, а мергели к нижнему сантону. Химический состав трепелов и мергеля, по М. Н. Грищенко, представлен в табл. 48.

Таблица 48

Химический состав светлосерых трепелов и мергеля из Нижнедевицкого района (в %)

№ образца	1	2	3	4	5
Мощность слоя в м	8,3	3,3	5,1	6,3	
SiO_2	78,48	81,28	74,75	82,21	15,79
Al_2O_3	6,34	6,78	11,31	7,87	7,59
Fe_2O_3	7,94	5,13	9,06	3,06	2,80
TiO_2	1,38	1,02	—	—	—
CaO	2,50	1,26	3,61	0,86	36,49
MgO	0,89	0,97	1,42	2,26	3,74
Потери при прокаливании	2,98	3,03	5,46	3,29	31,25
Сумма	100,50	99,37	99,80	99,55	97,26
Растворимая SiO_2	18,50	17,38	17,00	15,88	—
Гидравлическая активность	163	179	286	308	—

Гидравлическая активность выражена в мг поглощенной CaO за 15 титрований в течение 30 дней. Средний объемный вес скелета трепела 1,2; удельный вес 2,4; температура плавления 1450°.

Как видно, нижнедевицкие трепелы по химическому составу весьма сходны с курскими.

Мергель из с. Верхнее Турово (табл. 48, обр. 5) содержит 65% $CaCO_3$.

В 80 км юго-западнее Нижнедевицка и в 28 км западнее Старого Оскола, у с. Теплый Колодезь, как видно из данных Д. П. Панкова, сантонские мергели становится более карбонатными (табл. 49).

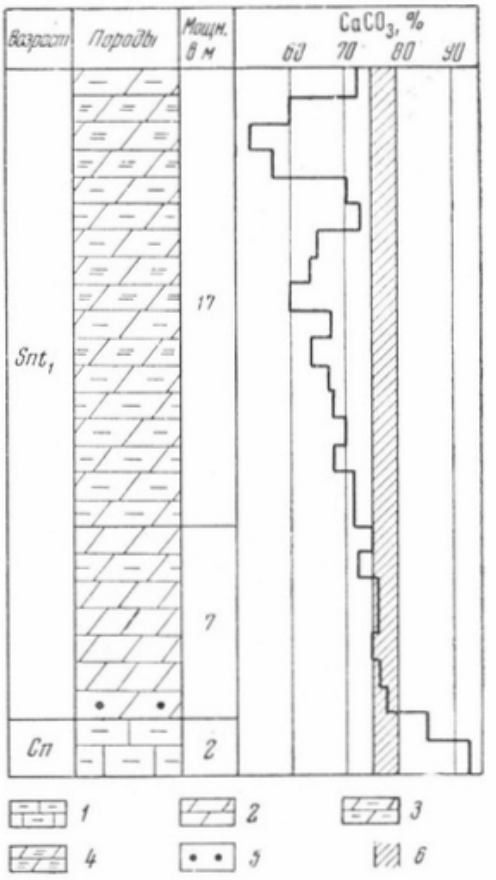
Таблица 49

Послойный химический состав толщи мергелей у с. Теплый Колодезь, по анализам трехметровых средних проб (в %)

Возраст	№ образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	$CaCO_3$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
Snt_1	1	30,92	4,64	3,64	29,84	53,12	3,73
»	2	24,60	5,01	2,67	36,16	64,36	3,20
»	3	22,48	5,98	2,90	37,23	66,27	2,53
»	4	21,69	4,61	2,63	38,10	67,82	3,00
»	5	22,16	5,89	2,87	36,80	65,50	2,53
»	6	19,48	5,03	2,67	38,60	68,71	2,53
»	7	17,44	5,70	2,34	39,82	70,88	2,17
»	8	14,20	4,44	2,16	42,19	75,10	2,15
»	9	13,08	4,24	1,81	42,37	75,42	2,16
Cn	10	8,60	2,60	1,10	48,0	85,45	2,32
»	11	2,54	0,61	0,62	52,60	93,63	2,06

Кроме того, в обр. 8 мергеля из нижней части толщи определено 0,38% MgO и 0,03% SO_3, а в обр. 11 мела — 0,24% MgO и 0,06% SO_3.

Общая мощность толщи проанализированных мергелей составляет здесь 27 м. Она подстилается белым мелом и покрывается верхнесантонскими трепелами, мощность которых достигает 10 м. Здесь наблюдается постепенное уменьшение карбонатности снизу вверх. Кривая карбонатности лучше видна на диаграмме содержания $CaCO_3$ по анализам метровых проб (фиг. 44). Среднее содержание $CaCO_3$ в 23-метровой толще мергелей составляет 69%.



Фиг. 44. Геологическая колонка и диаграмма содержания $CaCO_3$ в мергелях у с. Теплый Колодезь:

1 — мел глинистый; *2* — мергель слабо глинистый ($CaCO_3$ 75—80%); *3* — мергель слабо глинистый ($CaCO_3$ 65—75%); *4* — мергель сильно глинистый; *5* — фосфориты; *6* — область слабо глинистого мергеля ($CaCO_3$ 75—80%) на диаграмме

В 20 км юго-западнее Старого Оскола, у с. Дубенки, известен уникальный разрез, где для обширного района правобережья Дона в 1924 г. А. Д. Архангельским, О. А. Денисовой и В. Н. Крестовниковым (1924) впервые был установлен как верхний, так и нижний сантон. Здесь под зеленоватыми песками и песчаниками палеогена (слой 1) залегают (фиг. 45):

Snt_2 2. Глины светлозеленые и светлосерые, с прослоями, содержащими участки окремневшей глины, вниз и вверх переходящие в твердые опоки . . . . . 2,5 м

Snt_2 3. Глина светлосерая, опоковидная, внизу бурая, слоистая . . . . 6 м

Snt_2 4. Мергель светлосерый, мягкий, с черными твердыми опоковыми ходами илоядов. Эти ходы имеют диаметр около 2 мм и слегка сплющены в вертикальном направлении. Встречаются железистые отпечатки губок и раковинки *Pteria tenuicostata* Roem. $CaCO_3$ в мергеле содержится 44,5%, в мергельной прослойке внизу слоя — 68,2% . . 0,5 м

Snt_1 5. Мергель зеленоватый, слюдистый, песчанистый, с *Belemnitella praecursor* Stolley и с большим количеством ожелезненных отпечатков губок. Внизу мергеля рассеяны черные шероховатые фосфоритные конкреции диаметром 1—2 см и фосфатизованные губки . . . . . 5 м

Snt_1 6. Мергель светлозеленовато-серый, сильно глинистый, песчанистый, слюдистый, при выветривании легко превращающийся в глиноподобную массу. $CaCO_3$ в верхней части слоя содержится 32,4%, в нижней 44,2% . . . . . 5 м

Snt_1 7. Мергель светлозеленовато-серый, сильно глинистый, слабо песчанистый, слюдистый, более стойкий к выветриванию. Содержание $CaCO_3$ составляет 51,7% . . . . . 4 м

Snt_1 8. Мергель светлосерый, цементный. $CaCO_3$ в верхней, средней и нижней части — 75% . . . . . 8 м

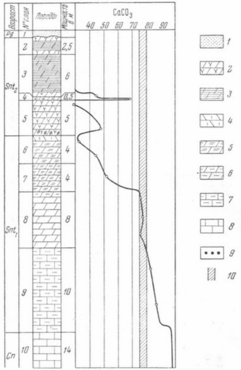
Snl_1 9. Мергель серовато-белый, мелоподобный, $CaCO_3$ в верхней части слоя 82,5%, в нижней — 86,5% . . . . . 10 м

Cn 10. Мел белый пишущий, с обломками иноцерамов. Видимая мощность . . 14 м

Химический состав мергеля из слоя 9 приведен ниже, в главе «Пишущий мел и мергели». Состав пород показан в табл. 50.

Содержание форменных компонентов в сантонских породах из с. Дубенка (в %)

Порода	№ слоя	Кокколиты	Фораминиферы	Порошковатый кальцит	Кварц	Глауконит	Опал	Морденит	Глина
Опока	4	2	Нет	0,5	6	3	68	0,5	20
Мергель	5	50	1	9	5	2	11	3	19
»	6	32	1	7	20	7	Нет	4	29
»	8	55	1	13	8	3	»	2	18



Фиг. 45. Геологическая колонка и график содержания $CaCO_3$ в сантонских отложениях у с. Дубенки:

1 — [illegible]; 2 — мергель кремнеземистый; 3 — глина опоковидная; [illegible] глинистого мергеля на диаграмме

Кокколиты составляют главную часть карбонатов. Приблизительно половина общего количества кокколитов — целые, остальные — в виде обломков.

Трубочки рабдолитов изредка встречаются во всей толще мергеля, но больше в низах сантона.

Фораминиферы весьма редки — 1% или меньше. Порошковатый кальцит представляет собой частицы размером 1 μ и меньше. Многие из них, вероятно, являются обломками кокколитов.

Кварц находится в форме слегка округленных зерен, диаметр которых редко превышает 0,1 мм. В верхнесантонских трепелах и мергелях зерна кварца имеют размер 0,03—0,06 мм, в верхних слоях нижнего сантона — 0,08 мм, книзу постепенно уменьшаются — до 0,03 мм в диаметре.

Глауконит — зеленый и буровато-зеленый, в округлых зернах. Опал находится в виде шариков диаметром 2—3 μ и в форме более мелких частиц, которые подсчитывались вместе с глиной. Морденит имеет вид призмочек, обычно корродированных, толщина их 1—3 μ, длина 3—10 μ.

Фиг. 46. Верхнесантонский мергель из Валуек, изобилующий следами ходов илоядных животных.

В г. Валуйках наблюдались верхние 7 м сантонских мергелей. Эти мергели изобилуют разнообразными ходами илоядных животных (фиг. 46). Состав форменных компонентов мергеля следующий: кокколитов — 65%, в том числе рабдолитов около 3%; фораминифер — 5%; порошковатого кальцита — 15%, в том числе зерен диаметром 3—6 μ — около 5%; кварца — 4%; опала и глины — 5%; глауконита — 3%; слюды — 3%. Средний размер зерен кварца 0,03 мм. Содержание $CaCO_3$ в мергеле составляет 85,2%. Таким образом, по направлению от Дубенки к Валуйкам происходит дальнейшее увеличение карбонатности сантонских мергелей, сокращение количества кварца и уменьшение размеров его зерен.

Химический состав мергелей с. Подгорного (140 км южнее Воронежа) вначале был изучен А. Дубянским (1925, 1932). Им установлено, что мергельная толща относится к верхнему сенону и имеет состав, отвечающий цементным мергелям.

В 1938 г. мною было произведено детальное изучение мергельной толщи (Бушинский, 1947_3). Ее возраст определен более точно как верхнесантонский, а залегающая непосредственно под мергелями часть толщи опущего мела отнесена к нижнему сантону. Для химических анализов брались полуметровые средние пробы. Определение $CaCO_3$ производилось методом титрования, в каждой пробе дважды, из отдельных навесок. Результат выражался в виде средней величины из двух определений.

На основании полученных данных составлены диаграммы распределения $CaCO_3$ в толще мергеля. При этом выяснено, что эта толща распадается на шесть слоев (фиг. 47), которые с поразительным постоянством прослеживаются во всех 28 изученных разрезах. Только самый

верхний, нулевой слой местами оказался размытым третичной трансгрессией. Среднее содержание $CaCO_3$ во всей толще верхнесантонского мергеля также оказалось чрезвычайно постоянным, варьируя в разных разрезах от 77 до 77,8%.

Содержание $CaCO_3$ в полуметровых средних пробах сантонских отложений района с. Подгорного показано на фиг. 47. Средний химический состав мергелей по слоям представлен в табл. 51.

Таблица 51

Послойный средний химический состав толщи мергеля и мела у с. Подгорного (в %)

Возраст	№ слоя	Мощность в м	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потери при прок.	Сумма	$CaCO_3$ (титр)	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
Snt_2	1	2,20	17,78	4,57	1,75	41,75	0,70	0,50	33,02	100,07	72,75	2,81
»	2	2,50	11,50	3,00	1,63	49,19	0,90	0,70	36,19	100,11	82,00	2,48
»	3	3,00	16,54	4,25	1,75	42,53	0,70	0,43	33,80	100,00	74,75	2,76
»	4	2,50	12,80	3,68	1,63	45,52	0,56	0,69	35,92	100,80	80,25	2,29
»	5	5,50	13,30	4,73	1,87	43,88	0,60	0,90	34,37	99,65	77,00	2,05
»	Средне-взвешенное	15,70	14,15	4,16	1,75	43,95	0,67	0,69	34,61	99,98	77,27	2,39
»	Средняя проба	15,70	13,91	4,21	1,83	43,85	0,62	0,56	34,68	99,66	77,50	2,30
»	Генеральная проба	15,52	13,01	3,77	1,29	44,29	1,00	0,04	35,51	100,11	—	2,57
Snt_1	6	1,5	6,22	2,19	0,89	50,17	0,78	—	39,23	99,48	—	2,02
»	6—7	1,5	4,62	1,25	0,73	51,84	0,60	—	40,78	99,82	—	2,33
»	7, верх	2,40	3,12	0,77	0,36	53,28	0,37	—	41,88	99,78	—	2,76

Кроме того, в средней пробе по всей толще мергеля из разреза № 8 и в генеральной пробе всей мергельной толщи из 28 разрезов дополнительно определены:

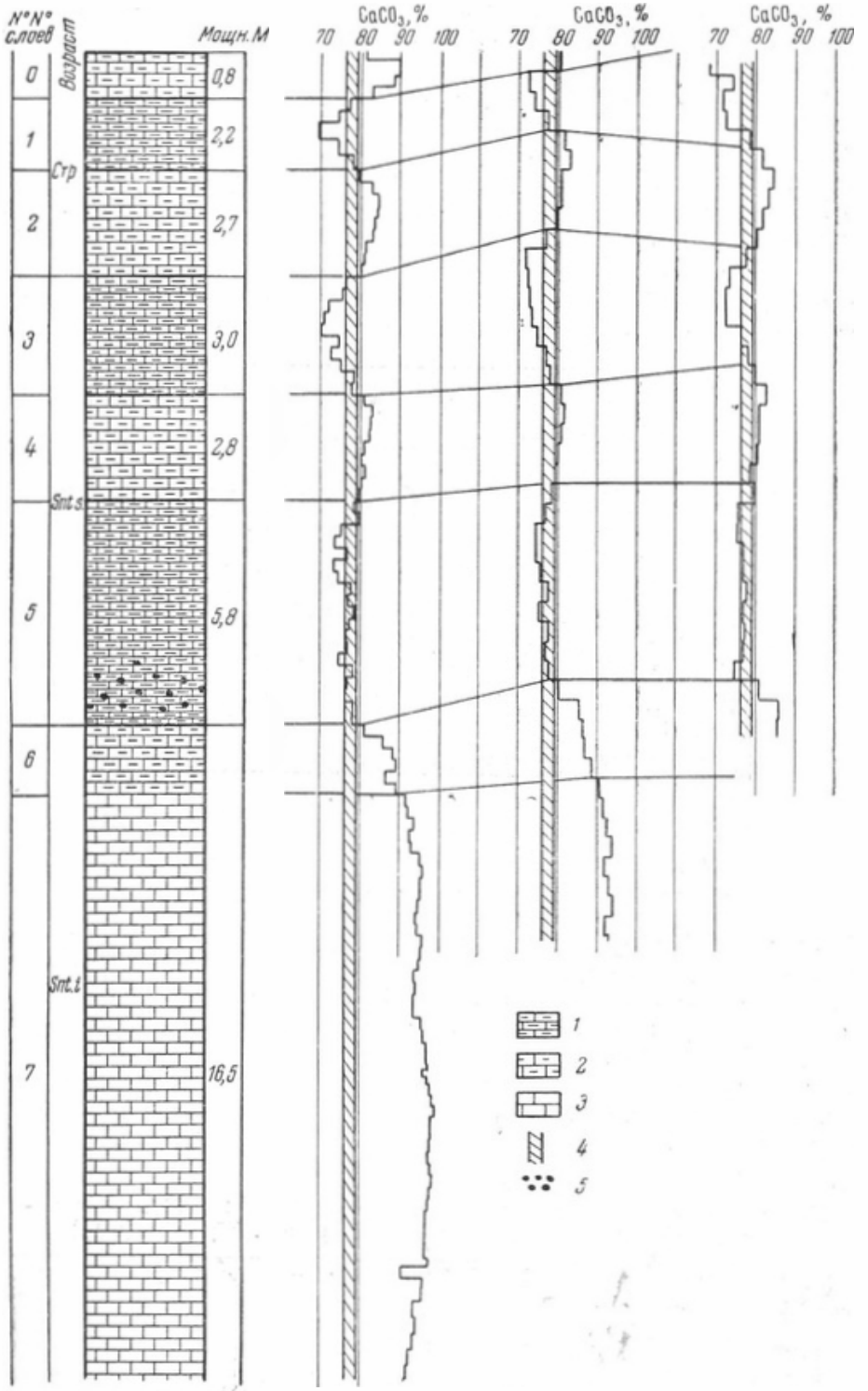
	TiO_2	MnO	K_2O	Na_2O	P_2O_5
Средняя проба	0,22	0,02	0,69	0,42	0,49
Генеральная проба	0,26	0,02	0,47	0,45	0,37

Среднее из семи определений P_2O_5 в толще мергеля равно 0,43%. В слое 5 определено 0,37% P_2O_5 — даже меньше, чем в средних пробах мергеля, несмотря на присутствие в этом слое фосфоритных конкреций.

Химические анализы средних проб и генеральной пробы в приведенной таблице дают хорошую сходимость результатов и выражают средний состав толщи верхнего сантона района с. Подгорного. По внешнему виду мергель, даже из разных слоев, весьма однороден. Однако после проявления он обнаруживает чрезвычайную пестроту строения (фиг. 48), вызванную следами деятельности разнообразных илоядов. Объемный вес скелета мергеля — 1,54, естественная влажность 20%.

Мергель состоит из кокколитов — 50%, порошковатого кальцита — 23%, фораминифер — 4%, призм иноцерамов — 1%, пылеватых зерен кварца и глауконита, гидроокисей железа, каолинита и опала или α-кристобалита. Последние два минерала определены рентгенографически А. Н. Лямпной. Призмочки морденита встречаются весьма редко.

Нерастворимый остаток мергеля очень тонкий, он весь проходит через сито 0,1 мм, а на сите 0,06 мм остается по 0,04% из каждого слоя. Состав этих остатков в различных слоях неодинаковый — в мелоподобных мергелях преобладают комочки глины и зерна гидрогётита, часто в виде палочек, в мергелях слабо глинистых преобладает кварц, затем следуют гидрогётит, глауконит, листочки мусковита и комочки глины. Только в слое 1 глауконита в этой фракции больше, чем других минералов,



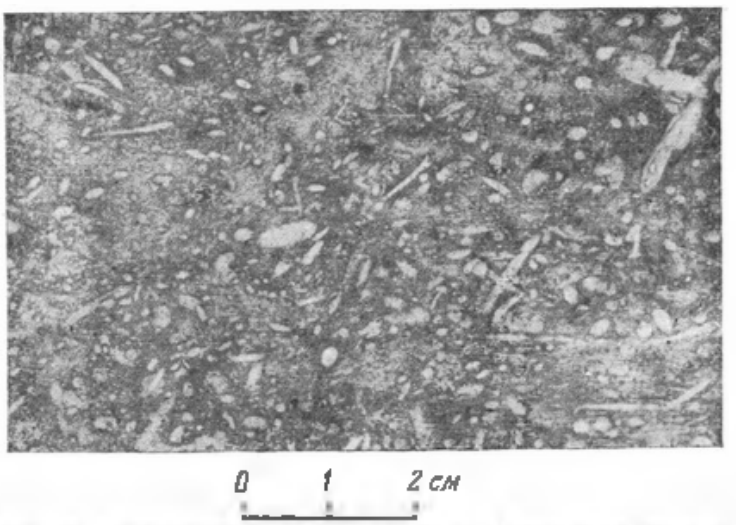
Фиг. 47. Геологическая колонка и график содержания $CaCO_3$ в сантонских отложениях у с. Подгорного:

1 — мергель глинистый ($CaCO_3$ 70—79%); 2 — мергель мелоподобный ($CaCO_3$ 79—90%); 3 — мел пишущий ($CaCO_3$ > 90%); 4 — фосфоритные конкреции; 5 — область мергеля ($CaCO_3$ 76—79%) на диаграмме

в остальных же слоях его меньше — он составляет приблизительно $^1/_5$ часть кварца. Изучение шлифов подтверждает, что во всех слоях слабо глинистых мергелей наблюдается хотя и небольшое, по сравнению со слоями мелоподобных мергелей, но вполне явное увеличение содержания кварца и глауконита.

Нижний сантон представлен здесь белым мелом. Химический состав его, по данным А. А. Дубянского, приведен в табл. 51, а содержание $CaCO_3$ показано на фиг. 47. Нижняя граница сантона здесь не определена, вероятно, она проходит по прослою мела с минимальным содержанием $CaCO_3$. В таком случае мощность нижнего сантона будет 17 м. Среднее содержание $CaCO_3$ в нем около 94%, среднее содержание $CaCO_3$ во всей толще сантона около 86%.

В мергельной толще отчетливо видны сбросы амплитудою до 2 м, вызванные, вероятно, глубинным карстом (фиг. 49).



Фиг. 48. Верхнесантонский мергель из с. Подгорного, испещренный следами илоедов. Проявлен машинным маслом

Содержание $CaCO_3$ в верхнесантонских породах из Бутурлиновки составляет 30%, Богучара — 67%, Белой Горки (30 км юго-восточнее Богучара) — 73%, Кантемировки — 80%. В 10-метровой толще переходного сантоно-кампанского мела из последнего пункта содержится в среднем 90% $CaCO_3$.

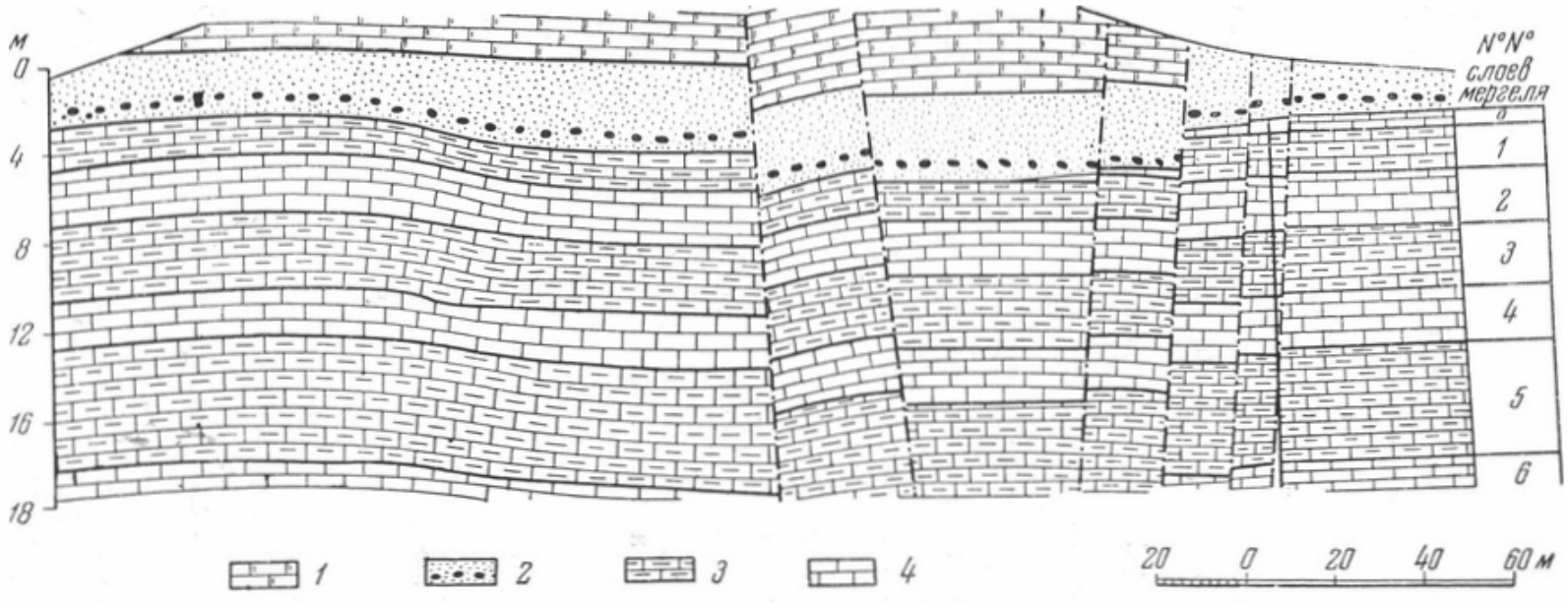
Химический состав верхнесантонских мергелей и переходного сантоно-кампанского мергеля из с. Журавки Кантемировского района представлен в табл. 52.

Таблица 52

Химический состав верхнесантонских мергелей (№ 2 и 3) и сантоно-кампанского переходного мергеля (№ 1) из с. Журавки (в %)

№ образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потери при прокаливании	Сумма	$CaCO_3$
1	5,20	1,31	0,47	52,09	0,93	0,02	40,15	100,07	92,56
2	16,85	3,26	1,22	44,81	0,46	0,05	34,40	100,05	79,76
3	24,38	5,13	2,09	36,20	1,93	0,09	30,89	99,51	64,43

Как видно из этой таблицы, содержание силикатных примесей в сантоне к югу от с. Подгорного не уменьшается, а даже увеличивается.



Фиг. 49. Сбросы меловых и третичных слоев у с. Подгорного, вызванные глубинным карстом:

1 — мергель, киевский ярус; *2* — песок кварцевый с глауконитом и фосфоритами, бучакский ярус; *3* — мергель глинистый, сантон; *4* — мергель слабо глинистый, сантон

К востоку и юго-востоку отсюда сантонские породы становятся все менее карбонатными. Так, по данным И. М. Толкачевой (1940), сантонские породы из района устья Хопра и устья Медведицы имеют следующий состав (табл. 53).

Таблица 53

Химический состав сантонских опок (в %)

№ образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потеря при прок.	Сумма
1	81,50	3,70	Нет	0,50	3,80	3,08	7,20	99,78
2	74,58	3,58	1,66	5,78	3,15	1,09	8,52	98,36

1 — опока из станицы Усть-Хоперской; 2 — опока из г. Серафимовича.

По своим отбеливающим способностям сантонские опоки немного уступают зикеевскому трепелу из Брянской обл.

Б. Калачевский район на нижнем Дону

Сантон нижнего Дона изучался Д. Г. Сапожниковым и затем Е. В. Рожковой и Ю. К. Горецким (1945). Кроме того, верхний сантон более подробно изучен Н. В. Фроловой (1939). В 1936 г. мною произведено полевое описание разреза (фиг. 50) и изучены шлифы.

В самом низу сантона Е. В. Рожкова и Ю. К. Горецкий выделяют небольшой прослоек (мощностью 10—15 см) спонголита, который в виде ветвистых ходов или ризолитов проникает в подстилающие отложения. Этот прослоек прослежен ими на расстояние 150 км от Калача, до станицы Вешенской. Они пишут: «Ризолит состоит из кремнисто-карбонатной массы, среди которой распределено большое количество крупных спикул губок, опаловых или перекристаллизованных в халцедон. Местами спикулы полностью растворены, и сохраняются только пустоты, в основном повторяющие их форму. Содержание спикул в породе доходит до 20—30%. Кроме того, встречаются фораминиферы, выполненные шариками опала, и скелеты радиолярий. Из аутигенных минералов в ризолитах присутствуют мелкие желвачки фосфоритов и пигментный глауконит» (1945, стр. 34).

В моем шлифе ризолита из станицы Голубинской количество спикул губок составляло около 7% по объему, включая сюда и пустоты от растворившихся спикул. Раковины некоторых фораминифер, каналы спикул губок и пустоты от растворившихся радиолярий более или менее заполнены прекрасными шариками опала диаметром около 10 μ. Вместе с этими шариками встречаются призмочки морденита.

Выше лежит кардиссовидный мергель. Он содержит 72% $CaCO_3$ и состоит из тонкой глинисто-карбонатной массы (89%), в которой рассеяны раковины фораминифер (3%), призмы иноцерамов (2%), зерна кварца (4%) и глауконита (2%). В раковинах некоторых фораминифер, а также в порах от растворившихся спикул губок и радиолярий выделились правильные шарики опала, диаметром 8—10 μ, и изредка призмочки морденита. Округлые фосфоритные зерна диаметром 0,3 мм, вероятно, — копролиты.

Фосфоритные конкреции в кардиссовидном мергеле имеют на расколе желтовато-серый цвет, у поверхности более темный; они не очень твердые, хорошо вскипают от HCl. Многие из них являются псевдоморфозами по губкам. Опаловые спикулы губок растворены и затем некоторые из этих пустот были снова заполнены опалом и, частью, призмочками морденита. Доказательством такого процесса служит отсутствие в этом

вторичном опале структуры, характерной для опала спикул губок, и отсутствие или смещенное положение их канала (фиг. 51). Этот канал (вернее его псевдоморфоза) сохранился в некоторых спикулах в форме глауконита или фосфата, в большинстве же случаев он отсутствует.

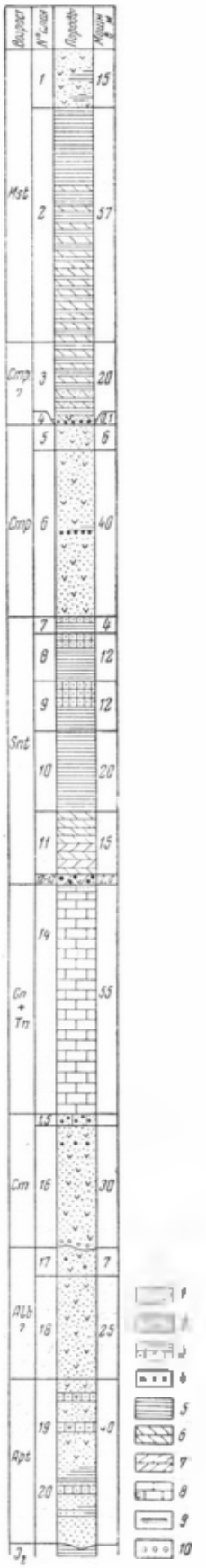
Фосфорит состоит из коллоидального курскита, среди которого неравномерно рассеяны кальцитовые раковины форминифер, призмы иноцерамов, опаловые скелеты шаровидных радиолярий, многочисленные вкрапленники гидроокисей железа и отчасти — пирита. Вдоль некоторых трещин и трубочек от растворившихся спикул губок выделяются темные ореолы, в которых все кальцитовые раковины форминифер и призмы иноцерамов полностью замещены курскитом. Ореолы полной фосфатизации сопровождаются ореолами пиритизации. Очевидно, оба эти процесса происходили от поверхности конкреции к ее центру, проникая вдоль трещин и трубочек от растворившихся спикул губок.

Выше лежат мергели (слой 11, фиг. 50), переслаивающиеся с опоками. Содержание $CaCO_3$ в мергелях составляет 40%, а в опоках — 9%. В шлифе видно, что опока состоит из глинисто-опалового цемента с тонко рассеянным кальцитом (62%), из зерен кварца и полевых шпатов (15%), глауконита (5%), мусковита (3%) и довольно значительного количества морденита (около 15%). Последний сосредоточен главным образом в порах от растворившихся скелетов радиолярий. Средний диаметр зерен кварца 0,04 мм, глауконита — 0,07 мм.

Слои 6—9 известны в литературе под названием верхнесантонских глин. Они довольно подробно изучены Н. В. Фроловой (1939). Образцы для исследования были доставлены ей А. И. Силиным-Бекчуриным из хут. Кумовки, находящегося в 9 км южнее г. Калача.

Н. В. Фролова приводит механические анализы образцов, однократно и двукратно обработанных 10%-ной содой, и образцов, двукратно обработанных КОН. Все они дали сходные результаты распределения частиц по фракциям. Это доказывает, что однократная обработка содой дает полную или почти полную децементацию форменных элементов сантонских пород.

Механический анализ породы, взятой на 7,1 м ниже кровли сантона, произведенный без предварительной обработки щелочами, показывает сильное уменьшение процента фракции $< 0{,}001$ мм за

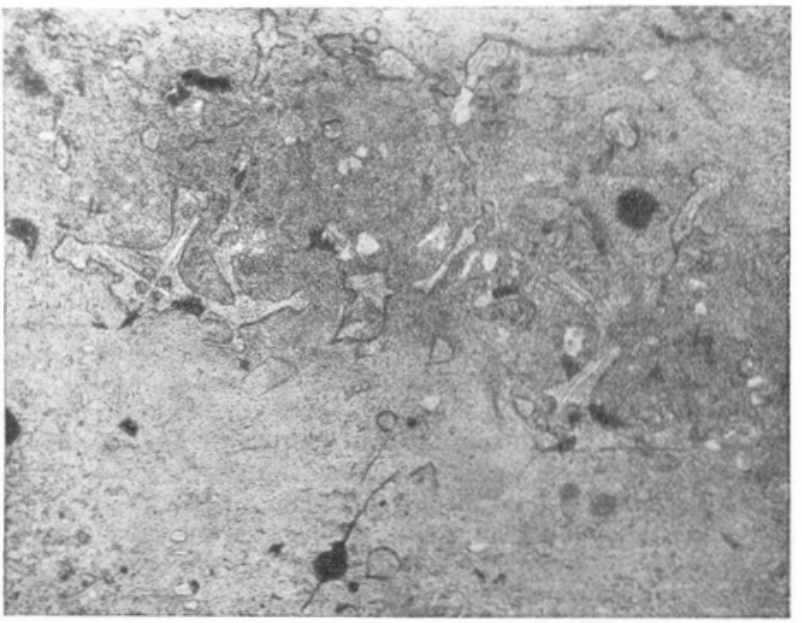


Фиг. 50. Геологическая колонка меловых отложений района Волго-донского водораздела вблизи г. Калача:

1 — пески кварцевые; *2* — пески кварцевые с глауконитом; *3* — алевролиты и песчаники; *4* — фосфориты; *5* — глины; *6* — опоки; *7* — мергели; *8* — мел; *9* — ризолиты; *10* — гальки

счет резкого увеличения количества фракции 0,01—0,005 мм. Отсюда очевидно, что без предварительной обработки щелочами в последней фракции остается много нераспавшихся коллоидальных частиц.

Послойные механические анализы сантонских пород, приведенные Н. В. Фроловой, показали содержание фракции $< 0{,}01$ мм от 28 до 57% и фракции $> 0{,}25$ мм от 0,04 до 0,36%. Они не вскрывают каких-либо определенных закономерностей изменения гранулометрического состава верхнесантонских пород по вертикали колонки. То же можно сказать и о содержании растворимого кремнезема. Произошло это не потому, что такие закономерности якобы отсутствуют, а по той причине, что



Фиг. 51. Микрофотография шлифа фосфорита из нарднесовидного мергеля. Видны смещенные выполнения каналов спикул губок. Станица Голубинская на Дону. Ув. 48, без анализатора

образцы были взяты случайно, без учета ритмических изменений в составе слоев. Лишь в самом общем виде в этой таблице видно увеличение примеси песка в верхних слоях.

Названия верхнесантонским породам давались самые разнообразные. Е. В. Милановский называл их «альфититами» или «альфитолитами», Н. В. Фролова — «тонкозернистым песчаником с кремневым цементом», А. И. Силин-Бекчурин (1939) относит их к «химически устойчивым полускальным породам», многие геологи называли их просто глинами, а Е. В. Рожкова и Ю. К. Горецкий (1945) — опоками. Очевидно, наиболее близко их составу то название, которое было дано Е. В. Милановским, только взамен терминов «альфитит» и «альфитолит» теперь употребляются «алеврит» и «алевролит».

Химический состав сантонских пород, по данным Н. В. Фроловой, представлен в табл. 54.

В этой таблице возрастание вверх по разрезу кремнезема наряду с уменьшением глинозема отвечает в общем виде увеличению песчанистости или уменьшению глинистости. Содержание калия приблизительно соответствует количеству слюд. Процент углерода в глинистых породах больше, чем в песчанистых. В самом низу толщи содержится кальцит,

Таблица 54

Химический состав верхнесантонских пород из хут. Кумовки на Дону (в %)

№ образца	1	2	3	Среднее арифметическое
Расстояние от кровли сантона в м	7,85—8,10	22,50—23,00	39,0	
SiO_2	76,20	74,18	66,45	72,28
Al_2O_3	4,89	7,62	8,59	7,03
Fe_2O_3	5,27	4,56	3,81	4,55
FeO	0,59	0,49	0,84	0,64
MnO	Нет	Нет	Нет	Нет
CaO	0,56	0,62	4,10	1,76
MgO	0,91	1,99	1,66	1,52
Na_2O	0,38	0,47	0,49	0,45
K_2O	1,90	2,15	2,00	2,02
TiO_2	0,12	0,18	0,17	0,16
P_2O_5	Следы	Нет	Нет	Следы
SO_3	0,09	0,08	0,11	0,09
S	0,29	0,55	0,47	0,43
Cl	Следы	0,01	0,01	0,01
CO_2	0,08	0,56	3,23	1,29
Потеря при прокаливании	3,21	3,54	4,43	3,72
Влага	6,22	3,87	4,56	4,88
Сумма	100,56	100,59	100,68	100,61
Аморфная SiO_2	19,10	10,67	9,37	13,05
C	0,56	0,62	1,01	0,73
O соотв. S	0,15	0,28	0,24	0,22
$SiO_2 : R_2O_3$	7,07	5,79	5,00	5,95

кверху он исчезает. Магний связан с глинистыми силикатами. Фосфор определен, повидимому, неверно.

Растворимый кремнезем Н. В. Фролова определяла отдельно (табл. 55). Метод определения она не указала, но, по сообщению Э. С. Залманзон, в лаборатории ИГН Академии Наук СССР, где работала Н. В. Фролова, был принят такой способ: навеску породы в 1 г выдерживали в 100 см³ содового раствора на кипящей водяной бане 2 часа. Фильтрацию раствора производили в разбавленную HCl.

Для сравнения был определен растворимый кремнезем в сызранской опоке. В первые четыре вытяжки эта опока отдала 17,10% SiO_2.

Как видно из приведенной таблицы, количество растворимого SiO_2 кверху уменьшается, но без правильной закономерности. Большая часть растворимого кремнезема переходит уже в первые четыре вытяжки. Пятипроцентная сода извлекает кремнезем более плавно, чем десятипроцентная.

Далее Н. В. Фролова производила выщелачивание кремнезема едким кали. Оказалось, что 5%-ная KOH переводит в раствор из одной и той же породы ровно вдвое больше SiO_2, чем 10%-ная Na_2CO_3. Кусочки породы при кипячении их в 5%-ной KOH развалились в течение получаса.

Н. В. Фролова пишет, что в шлифах верхнесантонских пород, взятых с любой глубины, «наблюдаются обломочный материал, органические остатки и связывающий их цемент». Соотношение между этими компонентами непостоянно не только на различных глубинах, но и в одном и том же шлифе. Обломочный материал представляет собой кварц, глауконит, мусковит, пирит и, очень редко, — обломки микроклина и кислого

Таблица 55

Количество кремнезема, перешедшего в раствор 5- и 10%-ных содовых вытяжек (в %)

Последовательные вытяжки	Расстояние от кровли слоя в м			
	7	24,2	43	8
	5%-ная Na_2CO_3			
I + II	3,60	5,10	4,34	7,67
III + IV	2,37	3,42	4,29	3,59
V	0,66	1,01	1,48	4,08
VI	0,49	0,71	1,04	
VII	0,24	0,07	0,69	—
VIII	0,12	0,21	0,40	—
IX	0,23	0,20	0,42	—
Сумма ...	7,71	10,72	12,66	15,34
	10%-ная Na_2CO_3			
I + II	4,67	7,40	7,15	—
III	1,74	2,17	1,74	—
IV	0,57	0,79	1,54	—
Сумма ...	6,98	10,36	10,43	—

плагиоклаза. Органические остатки представлены довольно многочисленными ядрами круглых радиолярий, обломками силицифицированных спикул губок и редкими фораминиферами. Ядра радиолярий выполнены шариками аморфной кремнекислоты. Канал спикул губок заполнен глауконитом. Цементом породы является глинистое вещество и аморфный кремнезем.

Такую же характеристику верхнесантонских пород дают Е. В. Рожкова и Ю. К. Горецкий (1945).

Некоторые физические свойства образца с расстояния 7,1 м от кровли сантона, по данным А. И. Силина-Бекчурина (1939), таковы: весовая влажность 30,16%, объемный вес влажного образца 1,77, удельный вес скелета 2,59; верхний предел пластичности 39,44, нижний предел пластичности 25,14, число пластичности — 14,30, заполнение пор водой — 86,57%. Отсюда объемный вес скелета породы — 1,36. Удельный вес верхнесантонских пород, по данным В. М. Шалфеева (1939), колеблется от 2,52 до 2,63. При испытании на сжатие влажного образца с глубины 27 м первые трещины появились при давлении 50,3 кг/см².

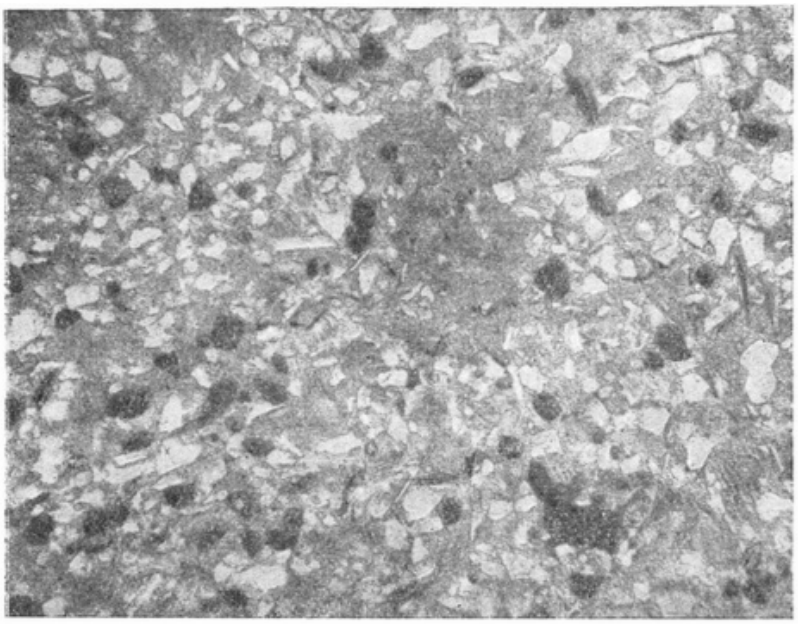
По моим наблюдениям, толща верхнего сантона в Калачевском районе образована тремя циклами седиментации (см. фиг. 50, слои 7—9). Каждый цикл начинается песчанистой глиной, которая вверх постепенно переходит в алевролит. В основании каждого цикла встречаются гравийные кварцевые зерна, а глина в виде ризолитов проникает в нижележащий алеврит. Глина слоя 10, возможно, принадлежит первому циклу седиментации. Все слои имеют сходный состав, различия же наблюдаются только в пределах самих слоев. Состав форменных компонентов глины из середины слоя 7 и алеврита из верхней части того же слоя приведен в табл. 56.

Таблица 53

Состав форменных компонентов слоя 7 из г. Калача-на-Дону

Порода	Содержание в %					Средний диаметр зерен в мм	
	кварц	глауконит	слюды	глина	морденит	опал	глауконит
Алеврит	37	15	5	35	8	0,10	0,12
Глина	22	7	4	60	7	0,05	0,07

Вместе с кварцем подсчитаны и полевые шпаты. Последние представлены ортоклазом, микроклином и плагиоклазом. Количество их невелико



Фиг. 52. Микрофотография шлифа верхнесантонского алевролита с цементом из опала, морденита и глины. Г. Калач-на-Дону. Ув. 46, без анализатора

и едва ли составляет 2—3% породы. Форма зерен кварца и полевых шпатов угловатая, сортировка зерен по размерам плохая (фиг. 52). Глауконит образует округлые и почковидные зерна зеленого цвета. Изредка он встречается в форме каналов спикул губок. Глинистое вещество сильно загрязнено примесью опала, гидроокисей железа и органического вещества.

Призмочки морденита выполняют полости от растворившихся радиолярий, а также рассеяны в глине и в порах между песчинками. Они изотропны или почти изотропны, к тому же очень мелки — от 3 до 5 μ толщиной и до 20 μ длиной. При малых увеличениях скопления морденита едва отличимы от опала. Поэтому Н. В. Фролова, Е. В. Рожкова и Ю. К. Горецкий приняли их за опал.

Глины и алевриты изрыты ходами илоядных животных. Часто встречаются ходы или фекальные зерна диаметром 0,4 мм, состоящие из

опалово-глинистого вещества. Н. В. Фролова называла их линзообразными участками в породе. Редко встречаются более крупные ходы, содержащие угловатые, вероятно переживанные илоядами, зерна глауконита. Из органических остатков встречаются шаровидные радиолярии (в низах толщи они составляют до 20% объема породы) и спикулы губок. Опаловое вещество тех и других чаще всего растворено, а образовавшиеся при этом поры в той или иной степени заполнены мордепитом.

В. Северо-западная и северная окраины Донбасса

На северо-западной окраине Донбасса сантон представлен разнообразными мергелями (см. фиг. 34). Нижний сантон начинается мелоподобными мергелями с 85,90% $CaCO_3$. Карбонатность их вверх постепенно уменьшается до 74—82% $CaCO_3$. На принадлежность этих мергелей к кремнеземистым указывает ничтожное содержание в них кварца и следующий химический состав (в %):

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
18,46	2,76	0,77	44,63	0,62	0,06	32,35	99,64	79,44	5,18

Песок в этих мергелях содержится в небольшом количестве, так что почти весь кремнезем представлен тонкодисперсным опалом.

Выше идут верхнесантонские сильно глинистые мергели с конкрециями фосфоритов в основании. Содержание $CaCO_3$ внизу этих мергелей составляет 42—45%, а кверху увеличивается до 60—65%. Химический состав этих мергелей следующий (в %):

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
37,8	6,60	2,47	30,00	0,57	0,06	21,69	99,19	53,40	4,16

Помимо примеси глинисто-слюдистого материала, они отличаются присутствием значительного количества глауконито-кварцевого алеврита. Вероятно, эти мергели соответствуют сантонским глинам Ворошиловградского района.

В 7 км южнее Лисичанска известны нижнесантонские мелоподобные мергели со средним содержанием $CaCO_3$ 88%. Состав форменных компонентов этого мергеля следующий: кокколиты — 35%, фораминиферы — 6%, призмы иноцерамов — 2%, порошковатый кальцит — 45%, кварц — 2%, мордепит — 2%, глинистые минералы слюды и опал — 8%; глауконит весьма редок. В составе порошковатого кальцита много кристалликов размером 3—5 μ. Раковины фораминифер — пустые или заполнены основной массой. Диаметр зерен кварца обычно 0,05 мм.

В Ворошиловградском районе, по р. Лугани, сантон имеет сложное строение (фиг. 53). Он лежит трансгрессивно на коньяке, переходя на турон и даже на карбон. Так, в 2 км восточнее с. Лутугино сантон начинается слоем песчанистого известняка с битой ракушей и рассеянными мелкими шероховатыми коричневыми фосфоритными конкрециями. Известняк содержит 66,1% $CaCO_3$ и состоит из микрозернистой кальцитовой массы, в которой заключены зерна кварца и полевых шпатов (27%)

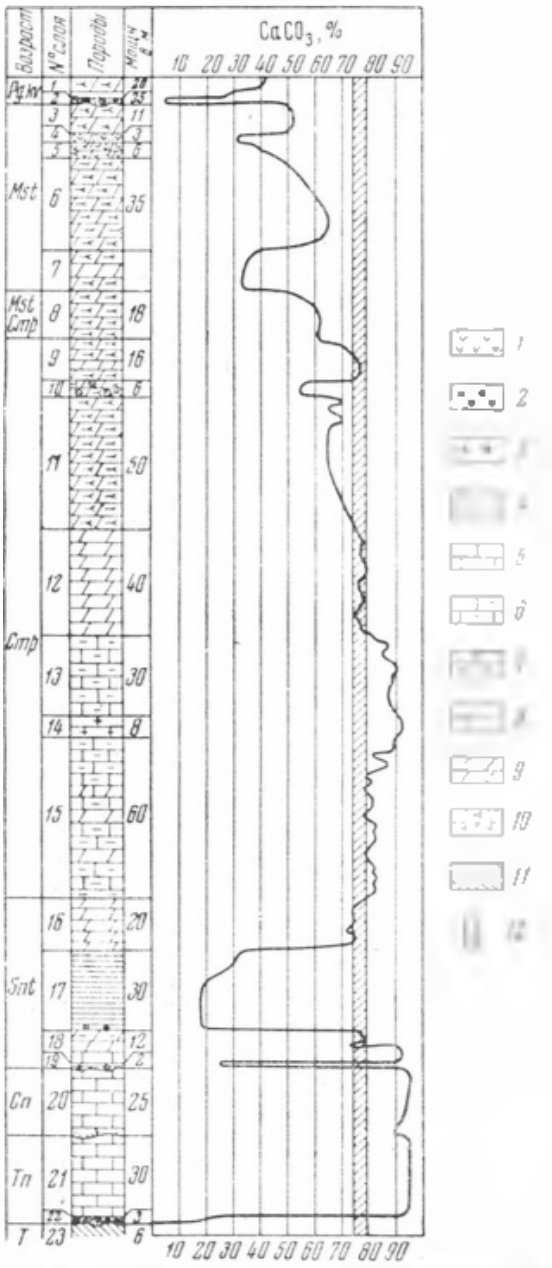
и глауконита (8%), раковины фораминифер (6%), обломки иглокожих (3%) и фосфатные зерна, по всей вероятности, копролиты (3%). Размеры зерен кварца обычно 0,4—0,5 мм, степень окатанности их различная, большей частью средняя. Известняк нижней части слоя состоит в значительной степени из битой ракуши.

Выше идет белый афанитовый оскольчатый известняк или твердый мел, в состав которого входят кокколиты, фораминиферы, призмы иноцерамов, порошковатый кальцит и в небольшом количестве — кварц, глауконит, морденит, опал и глинистое вещество.

Кверху белый оскольчатый известняк переходит в светло-серый песчанистый мергель с содержанием в среднем 60% $CaCO_3$, с примесью кварцево-глауконитового песка и фосфатных зерен. Эти слои наблюдались только у с. Щегловки.

Далее идет темносерая или черная глина, мощностью около 20 м. Благодаря постоянству состава в горизонтальном направлении, эта глина, как уже отметил П. С. Шатский (1924), является прекрасным маркирующим горизонтом. Она содержит 17—18 и до 30% $CaCO_3$ и состоит из опалового и глинистого вещества (50%), призмочек морденита (10%), кварца и полевых шпатов (16%), глауконита (4%), слюд (2%), кокколитов (8%), порошковатого кальцита (3%), призм иноцерамов (1%), раковин фораминифер (3%) и вторичного кальцита в полостях раковин фораминифер (2%). Пустоты от растворившихся радиолярий и спикул губок выполнены опалом и морденитом. Средний диаметр зерен кварца 0,08 мм. Глина — неслоистая и вся изрыта илоядами.

Сантонские отложения венчаются серовато-белыми песчанистыми мергелями, которые выше становятся менее песчанистыми и переходят в мелоподобные разности. В таком облике этих переходных мергелей на с. Щегловки



Фиг. 33. Геологическая колонка и диаграмма содержания $CaCO_3$ в меловых отложениях бассейна р. Лугани:

1 — пески кварцевые с глауконитом; 2 — фосфориты; 3 — гравий; 4 — глина; 5 — мел чистый ($CaCO_3$ 95%); 6 — мергель кремнистый ($CaCO_3$ 85—95%); 7 — мел глинистый ($CaCO_3$ 80—85%); 8 — мергель глинистый; 9 — мергель слабо глинистый ($CaCO_3$ 75—80%); 10 — мергель кремнисто-глинистый; 11 — глины трепел; 12 — мергель слабо глинистый ($CaCO_3$ 75—80%) на диаграмме

определено 78,6% $CaCO_3$, а в шлифе подсчитано 3% фораминифер и 1% вторичного кальцита, заполняющего раковины фораминифер, 2% призм иноцерамов, 10% кварца и полевых шпатов, 3% глауконита и 78% цементирующей массы. Последняя состоит преимущественно из кокколитов, порошковатого кальцита и небольшой примеси опала, мордснита и глинистого вещества. Средний диаметр зерен кварца и глауконита 0,1 мм, в верхней части слоя он уменьшается до 0,05 мм.

Химический состав глины и переходного мергеля представлен в табл. 57.

Таблица 57

Химический состав сантонской глины и переходного мергеля в р. Белой, притока Лугани (в %)

№ слоя	Мощность в м	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$
16а	5	19,01	3,38	1,05	42,79	0,00	0,26	33,10	100,11	76,32
16б	6	17,32	2,41	1,02	43,08	0,01	0,22	34,10	99,26	76,88
16в	2	32,98	5,21	1,97	30,69	1,06	0,02	26,43	98,02	54,69
17	6	62,48	11,19	3,19	16,95	0,92	0,03	15,47	99,66	29,49

Номера слоев даны по фиг. 55.

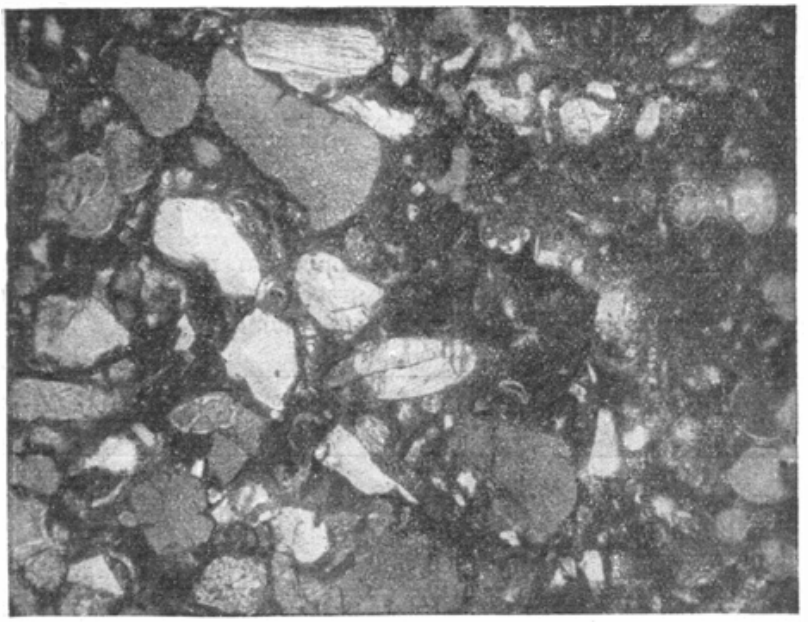
Как видно из этих данных, состав сантонских отложений по вертикали колонки на северной и северо-западной окраинах Донбасса довольно пестрый. Эта пестрота, а также плохая стратиграфическая изученность сантона затрудняют фациальные сопоставления. Но все же сравнение ворошиловградского и лисичанского разрезов достаточно ясно показывает, что в северо-западном направлении в общем происходит увеличение карбонатности и уменьшение среднего диаметра зерен кварца. В районе Изюма весь сантон переходит в мел и мелоподобные мергели. Последние, очевидно, соответствуют верхнесантонским глинам Ворошиловграда.

Г. Южная окраина Донбасса

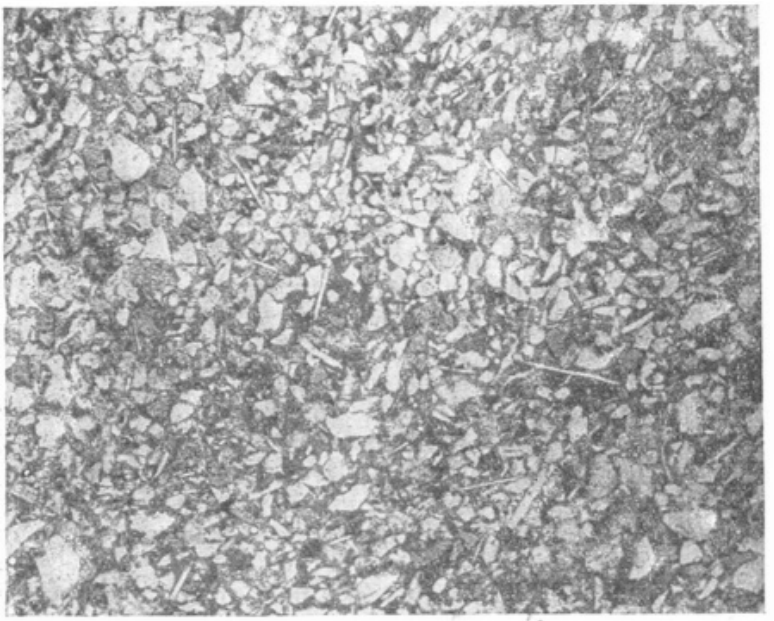
Сантонский ярус южной окраины Донбасса ложится на размытой и окремнелой поверхности коньякского мела, переходя на туронский мел. У западной границы своего распространения он представлен кварцево-глауконитовыми глинистыми известковистыми песчаниками, переходящими выше в сильно известковистые песчанистые глины и мергели (см. фиг. 38). Содержание $CaCO_3$ в нижней части толщи сантона колеблется от 30 до 45%, в среднем — 40%. В шлифе видно, что порода состоит из угловатых и, реже, окатанных зерен кварца (22%), полевых шпатов (1—2%), ярко-зеленого глауконита (8%), раковин фораминифер и их обломков (3%), а также из призм иноцерамов и обломков других двустворок (около 2%). Все это сцементировано известково-глинистым цементом (фиг. 54). В препарате, приготовленном из этого цемента, можно различить кокколиты и их обломки (18%), порошковатый кальцит (17%) и глинистые частицы вместе с коллоидальным опалом (25%). Полости в раковинах фораминифер частично выполнены опалом (5%). Фосфатные зерна, большею частью явные копролиты, составляют около 3% породы. Средний диаметр зерен кварца, полевых шпатов и глауконита 0,2 мм.

В породе нередка рассеяны шероховатые и слабо окатанные мелкие черные конкреции фосфоритов. Фосфат в них — коллоидальный и в не-

большом количестве радиально-лучистый курскит. Состав примесей в фосфорите такой же, как и во вмещающей породе.



Фиг. 54. Микрофотография шлифа сантонского глинисто-известковистого песчаника. Совхоз № 5 на р. Крынке. Ув. 46, без анализатора



Фиг. 55. Микрофотография шлифа сантонского кварцевого, слюдистого алевролита. Село Успенское Сталинской обл. Ув. 46, без анализатора

В 25 км восточнее Амвросиевки, у с. Успенского, сантон представлен опоковидными глинами с галыками мела и фосфоритов в основании. Глины содержат прослои мергелей следующего состава: 33,7% $CaCO_3$,

26% кокколитов и их обломков, 5% порошковатого кальцита, 20% кварцевых зерен, 3% глауконита, 3% слюды, 10% морденита, 29% опала и коллоидального глинистого вещества. Средний диаметр зерен кварца в глине и в песке 0,1 мм. В шлифе из глины наблюдаются шаровидные радиолярии *Porodiscus* и пустоты от растворившихся радиолярий и спикул губок, выполненные кристалликами морденита, нарослими в виде щетки на стенках пор. Глины изрыты ходами илоядных животных, поэтому распределение карбонатов в них неравномерное.

Прослой алевролита в глине состоит из зерен кварца, глауконита и листочков мусковита (фиг. 55). Все это заключено в опалово-глинистый цемент

Верхнюю часть сантона слагают темносерые песчанистые кремнеземистые мергели с радиоляриями. Химический состав одного образца этих мергелей, по данным А. Слоним, следующий:

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	П—ря при [illegible]	Сумма	$CaCO_3$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
49,98	6,80	1,76	20,78	1,30	0,05	19,65	99,77	37,02	6,20

Кремнезем, помимо кварца, представлен опалом и входит в состав морденита и гидрослюд. Фораминиферы встречаются редко.

Д. Условия образования осадков

Как видно из данных по составу отложений, сантон представлен такими же типами пород, как и коньяк или турон. Имеющееся различие в соотношении тех или иных пород сантона и подстилающих его ярусов — главным образом количественного порядка, и принципиальное различие между сантонскими и туронско-коньякскими породами не столь резкое, как об этом писал А. Д. Архангельский (1924, 1939).

Рассмотрим сначала положение и движения береговой линии. На севере глины с *Pteria tenuicostata* Roem. известны у Ярославля. Вполне возможно, что сантонское море отсюда через Новоземельскую тундру сообщалось с полярным морем и несомненно имело связь с морем Днепровско-Донецкой впадины и Поволжья.

Сантонские отложения в Днепровско-Донецкой впадине залегают чаще всего резко трансгрессивно на коньяке, переходя на турон и даже на сеноман. Непрерывные переходы между коньякскими и сантонскими отложениями имеются в районе Нового Оскола и правобережья Дона, вплоть до Доно-Медведицкого вала. Вероятно, постепенный переход от коньяка к сантону имеется в районе Изюма и немного севернее Рыльска. О центральной части Днепровско-Донецкой впадины в этом отношении ничего определенного неизвестно.

На Давыдовском куполе в Белоруссии коньяк и турон очевидно были размыты во время предсантонского поднятия. В это же время турон и коньяк были почти нацело размыты в северо-западной части Курской обл.

В излучине Дона размыв коньякских отложений незаметен, но резкая смена пород и появление фосфоритов указывают, что здесь дело ограничилось только обмелением моря.

В Донбассе начало сантона протекало весьма различно. В районе Изюма и Славянска переход коньяка в сантон непрерывный. В Лиси-

чанске сантонские мергели лежат на слабо размытой поверхности коньяка и не переходят на турон. По правобережью Луганя и на южной окраине Донбасса, по р. Крынке, сантон лежит на резко размытой поверхности коньяка, переходя на турон и даже на карбон. Очевидно, восточная половина Донбасса в предсантонское время была поднята гораздо больше, чем западная, и соответственно подверглась большему размыванию.

На границе нижне- и верхнесантонских слоев, так же, как и в начале сантона, происходили небольшие подвижки земной коры, но, из-за отсутствия удовлетворительного расчленения сантона, мы о них мало знаем. На обмеление моря в середине сантона указывает прослоек фосфоритов, который известен у устья р. Судости и в Старооскольском и Подгоренском районах.

Теперь обратимся к выяснению источников терригенного материала и попытаемся проследить береговую линию максимального распространения сантонского моря. Глинистый и песчаный материал северной окраины впадины, от Гомеля и до Калача-на-Дону, несомненно, поступал с севера, так как к югу все сантонские осадки становятся более тонкими и более карбонатными.

Откуда же был принесен этот терригенный материал и где проходила береговая линия моря? У Ярославля отлагались песчанистые глины, а гораздо южнее — в Тамбовской обл. — мы видим мощную толщу песков и опоковидных песчаников. Песчанистые породы известны также в Нижнедевицком и Старооскольском районах и у Калача-на-Дону. Очевидно, для песчанистых пород всех этих районов мы должны предполагать другой источник терригенного материала или иную область сноса, чем для Ярославля. Такая область суши могла располагаться на месте Горьковской и Владимирской обл., а также в тех местах, где ныне находятся Калужская и Тульская обл. Эта суша, вероятно, была островом, который отделялся от северного континента проливом, проходящим от Ярославля или от Москвы на Гомель, а от Горьковской суши — проливом, имеющим направление Москва—Рязань—Тамбов. Вполне возможно, что во время максимума сантонской трансгрессии этот остров полностью покрывался морем.

На северной окраине Донбасса, по направлению от Ворошиловграда на Лисичанск, сантонские отложения становятся все более тонкими и более карбонатными. Это значит, что терригенный материал поступал сюда с востока. На южной окраине Донбасса сантонские глины у с. Амвросиевки содержат более грубые кварцевые зерна, чем у с. Успенского, что указывает на обратное движение терригенного материала — с запада на восток. Большая песчанистость и плохая сортировка терригенного материала у с. Амвросиевки наводят на мысль о близости суши.

Таким образом, во время накопления сантонских глин на месте Приазовского кристаллического массива, вероятно, существовал остров. Но во время отложения сантонских известняков или мела и мергелей скорее всего весь Донбасс покрывался морем.

На юго-западной окраине Днепровско-Донецкой впадины, от Донбасса и до Белоруссии, сантон представлен пишущим мелом и в его составе не отражены никакие признаки существования суши на месте Украинского кристаллического массива. Правда, состав сантона юго-западной части впадины нам известен очень мало.

Кратковременные колебания земной коры в течение нижнего сантона оставили следы в виде переслаивания более или менее карбонатных мергелей или опок (полосатая серия), известных в излучине Дона и на Нижней Волге. В самой Днепровско-Донецкой впадине подобные колебания не отразились.

Кривая содержания $CaCO_3$ в верхнесантонских мергелях с. Подгорного (см. фиг. 47) и распределение в них зерен кварца отражают собою три цикла более усиленного притока терригенного материала. Такие же три цикла имеются и в верхнесантонских алевритах и глинах излучины Дона (см. фиг. 50). Эти два пункта находятся один от другого на расстоянии 330 км; надо полагать, что такие же циклы будут найдены и в промежуточных точках. Это позволит произвести дробное сопоставление слоев верхнего сантона.

Начало сантона характеризуется появлением холодноводной фауны, пришедшей из полярного бассейна. На это впервые указал А. Д. Архангельский (1924). Повышенную кремнистость сантонских пород он пытался объяснить приносом кремнезема полярными водами. Из полярных животных, появившихся на Русской платформе, он указывает *Inoceramus cardissoides* Goldf., *In lobatus* Goldf., *Pteria tenuicostata* Roem. и *Belemnitella praecursor* Stolley. Из них последняя наиболее далеко проникла на юг. В то же время на юге Донбасса жили тепловодные *Inoceramus inconstans* Woods и *Actinocamax granulatus* Bl. Последняя форма проникала также в пределы Воронежской обл. и в бассейн Десны.

Наряду с этим в начале сантона существенно изменилась и фауна фораминифер. Б. М. Келлер (1935) отмечает исчезновение теплолюбивых форм, если не считать единственной и редкой *Reussia spinulosa* Reuss и появление холодноводных *Trochammina borealis* Keller, *Heterostomella convergens* Keller и *Cibicides lobatula* (Walker et Jakob). На этом основании Б. М. Келлер предполагает, что в сантоне произошло значительное похолодание моря Днепровско-Донецкой впадины. К таким же выводам пришла В. Т. Балахматова, изучавшая фораминиферы мела Поволжья.

Во флоре кокколитов, которая довольно чувствительна к изменениям температуры, мы не находим каких-либо заметных изменений. Как кокколиты, так и рабдолиты встречаются в сантоне не в меньшем изобилии, чем в туроне или коньяке, что отмечалось уже М. М. Васильевским в 1934 г.

При рассмотрении всех этих данных создается впечатление, что в сантонском море Русской платформы появляется большое количество арктической донной фауны моллюсков и фораминифер, в то время как кокколитовая флора поверхностной части моря осталась без существенных изменений. Это можно объяснить образованием прямой водной связи арктического бассейна с морем юга Русской платформы. Соединяя ближайшие выходы сантона у Уфы и в Большеземельской тундре, А. Д. Архангельский проводит вдоль западного склона Урала пролив, по которому предполагалось сообщение южнорусского моря с арктическим.

Благодаря находке сантона у Ярославля, теперь представляется более вероятным, что пролив, соединяющий южное и северное сантонские и, вероятно, еще туронские моря, проходил по северным мезозойским прогибам от — Тамбова на Ярославль, а отсюда на верховья Вятки и Камы и далее на Печору. По этому Ярославскому проливу арктические воды широким потоком вливались в южнорусское меловое море. Размывая берега, сложенные из рыхлых осадочных пород, и принимая в себя реки, эти воды несли огромное количество терригенного материала и растворенного кремнезема. Этот материал отложился в виде длинного языка песчано-глинистых и кремнистых пород, протягивающегося от Тамбовской обл. до низовьев Дона. Часть этого терригенного материала заносилась и в восточную половину Днепровско-Донецкой впадины.

Ярославский пролив, связывавший южнорусское море с полярным океаном, открылся, вероятно, со второй половины турона и существовал в течение коньяка, сантона, кампана и маастрихта. Значительно позже

по этому же проливу, вернее — по южной его части, устремились потоки ергенинских вод.

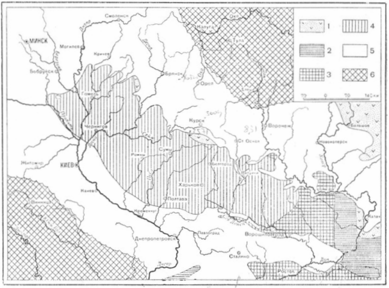
Увеличение песчанистости и кремнистости в верхах нижнего и верхнего сантона Курской, Воронежской и Пензенской обл. имеет, вероятно, одну причину — усиление притока терригенного материала из Ярославского пролива.

В то время как в северной части Днепровско-Донецкой впадины нижний сантон довольно однообразен, в низовьях Волги и Дона он выражен пестрым переслаиванием темных и светлых мергелей и опок — так называемой полосатой серией. Для обоих этих районов источник терригенного материала был один и тот же. Однообразие сантона в первом районе указывает на равномерное поступление частиц с суши. Причину образования полосатой серии в таком случае можно видеть в колебаниях земной коры на месте отложения этой серии.

7. КАМПАНСКИЙ ЯРУС

А. Северная окраина впадины

Распространение отложений кампанского яруса показано на фиг. 56. К северо-западу от Днепровско-Донецкой впадины мел известен у г. Гродно. В этом мелу найдены *Belemnitella mucronata* Schloth.,



Фиг. 56. Схема распространения кампанских отложений:

1 — пески кварцевые с глауконитом; 2 — глины песчанистые; 3 — мергели; 4 — мел; 5 — площади неполного накопления кампанских отложений, последующего размыва; 6 — суша

Gryphaea vesicularis Lam., фораминиферы, кокколиты и кремневые конкреции. Содержание $CaCO_3$ в нем колеблется от 95 до 98%.

В Гомельской обл. кампанский ярус представлен чистым белым пишущим мелом. Мел из окрестностей посада Ивановки Чечерского района,

в 40 км севернее Гомеля, по данным Я. С. Хайт, имеет следующий состав (табл. 58).

Таблица 58

Химический состав мела из окрестностей посада Ивановки

Расстояние от кровли толщи в м	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$
5,1—5,7	0,86	0,46	0,22	53,85	42,06	98,05	95,85
5,7—6,3	1,14	0,10	0,35	54,20	41,59	97,38	96,47
6,3—6,9	0,97	0,08	0,39	54,05	39,47	94,96	96,21

В образцах мела из самого посада Ивановки определено 55,3% CaO и 0,2% MgO, что соответствует 98,4% $CaCO_3$.

Как видно из этих анализов, кампанский мел у северо-западной границы своего распространения весьма чистый. Этот факт свидетельствует как о сравнительной глубоководности осадка, так и о том, что береговая линия кампанского моря находилась далеко к северу или северо-востоку от линии Гродно—Гомель.

Кампанский мел у с. Старой Кисловки, в 5 км южнее г. Суража, по данным М. П. Казакова, содержит в среднем 97,0% $CaCO_3$. Этот анализ также подтверждает только что изложенный вывод.

Белый мел у г. Клинцы, вероятно, относится к кампанскому ярусу. Здесь имеются песчанистые и чистые разности. Они содержат, на основании ряда анализов, 95,7—97,0% $CaCO_3$. Химический состав песчанистого мела из с. Богородского, в 3 км восточнее Клинцов, по данным Е. И. Лусенко, представлен в табл. 59.

Таблица 59

Послойный химический состав песчанистого мела из г. Богородского (в %)

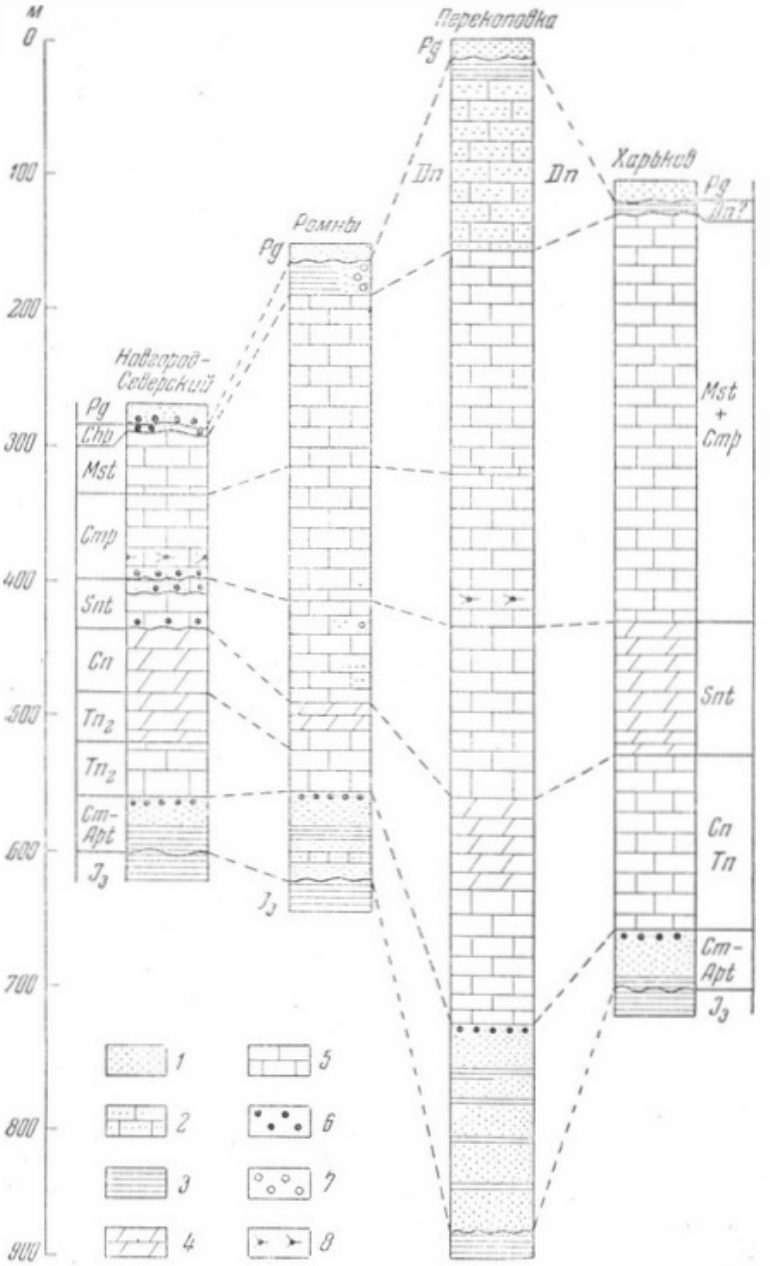
Расстояние от кровли толщи в м	Опробованная мощность в м	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$
2,0—5,0	3,0	4,66	0,92	0,32	52,24	0,23	41,38	99,65	93,00
5,0—8,0	3,0	8,62	0,78	0,24	50,50	0,28	39,00	100,18	89,89
8,0—11,0	3,0	6,08	0,54	0,10	51,80	0,23	40,96	99,61	92,20
11,0—13,0	2,0	32,36	7,38	0,32	33,20	0,31	26,15	99,72	59,10

Последний образец представляет сильно песчанистый серовато-белый мел. Взаимоотношение песчанистого и чистого мела осталось неясным.

Более подробно кампанские отложения изучены в Новгород-Северском районе. Они залегают на размытой поверхности сантона и начинаются мелкозернистыми глауконитово-кварцевыми песками, которые выше переходят в толщу пишущего мела (фиг. 57). Химический состав мела и подстилающих его песков, по данным К. А. Жуковского (1935), представлен в табл. 60.

Кроме того, в песке определены: FeO — 0,10%, MnO — 0,014%, SO_3 — 0,02%, K_2O — 1,50% и Na_2O — 0,52%. Образец песка взят из дер. Роговки.

Образец мела взят на участке в 4 км юго-западнее Новгород-Северска и относится к верхней части кампанского яруса. По анализам других образцов, изменения в составе 30-метровой толщи мела верхней и средней



Фиг. 57. Геологические колонки меловых отложений средней части Днепровско-Донецкой впадины:

1 — песок кварцевый; *2* — песчаник; *3* — глина; *4* — мергель; *5* — мел; *6* — желваки фосфорита; *7* — гальки диабазов; *8* — кремневые конкреции

частей кампана находятся в таких пределах: $CaCO_3$ — 97—99%, P_2O_5 — 0,05—0,10%, Fe_2O_3 — 0,03—0,14%, в среднем 0,07%. Грубый мел с многочисленными *Belemnitella mucronata* Schloth, который слагает низы кампана, также содержит в среднем 98% $CaCO_3$.

Таблица 60

Химический состав кампанских пород из Новгород-Северского района (в %)

Порода	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	P_2O_5	Потери при прок.	Сумма	$CaCO_3$
Мел	0,74	0,44	0.06	55.51	0,06	0,10	43,29	100,21	99,20
Песок	40,92	8,50	1,75	23.47	0,08	1,15	19,11	100,10	41,78

Промывание па ситах трех образцов мягкого мела показало, что в нем содержится всего от 0,5 до 1,5% частиц >0,06 мм. Эта фракция состоит из обломков раковин, кварцевых зерен и листочков слюды. Объемный вес скелета мела 1,43, сопротивление раздавливанию сухого образца 21,5 кг/см², влажного — 16,2 кг/см² при влажности 21,8%.

Механический состав кампанских песков и мела из дер. Роговки следующий (табл. 61).

Таблица 61

Механический состав кампанского мела (в %)

Порода	Диаметр частиц в мм					
	>0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,001	<0,001
Мел	0,00	0,08	0,82	4,51	81,16	13,43
Песок	0,20	25,49	35,17	4,39	31,87	2,94

Фосфориты из кампанских песков содержат 20% P_2O_5 и 8,2% SiO_2.

В кампанских песках рассеяны фосфориты двух типов — шероховатые фосфоритные конкреции песчанистого типа и слабо окатанные и источенные гальки фосфоритов глинистого типа. Последние приурочены больше к нижней части песков. Как те, так и другие фосфориты содержат примесь тонко рассеянного кальцита, призм иноцерамов и кальцитовые скелеты фораминифер.

Состав форменных элементов кампанского мела и песка представлен в табл. 62.

Таблица 62

Состав кампанских пород из Новгород-Северского района

Порода	Содержание в %								Диаметр частиц в мм	
	Фораминиферы	Призмы иноцерамов	Кокколиты	[illegible]	Кварц	Глауконит	[illegible]	[illegible]	Кварц	[illegible]
Мел (верх)	8	2	41	50	0,5	0,1	0,4	1,2	0,04	0,07
Мел (середина)	12	3	40	[illegible]	1,5	0,5	0,2	0,8	0,05	0,10
Мел (низ)	5	1	[illegible]	60	1,0	0,2	0,1	1,7	0,10	0,10
Песок	4	2	25	11	44	12	0,1	1,9	0,11	0,11

Переходы между этими слоями постепенные. Основную часть мела составляют кокколиты и порошковатый кальцит. Среди последнего имеется много короткопризматических кристалликов размером 3—6 μ, часть которых, вероятно, представляет собой вторичный кальцит. Вместе с кварцем подсчитаны и полевые шпаты. Они представлены ортоклазом и микроклином, количество их совершенно ничтожно. Глауконит находится преимущественно в виде зерен зеленого цвета. Часть глауконита имеет форму каналов спикул губок.

Грубый облик мела из середины толщи объясняется примесью призм иноцерамов, форминифер и отчасти кварца.

Состав нерастворимых остатков мела изучал А. П. Москвитин (1928). Кампанский мел из балки Вьюнец Глуховского района и маастрихтский мел из с. Разлеты Новгород-Северского района подвергались растворению в 2%-ной HCl на холоду. Химический состав полученных таким образом нерастворимых остатков и элювия мела показан в табл. 63.

Таблица 63

Химический состав фракции < 0,01 мм элювия и нерастворимых остатков мела (в %)

Пункт	Порода	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потеря при прок.	Сумма
Разлеты	Нерастворимый остаток мела . . .	52,70	20,8		2,48	0,99	1,93	17,60	96,50
Вьюнец	То же	58,82	17,89	7,74	1,96	1,24	—	7,12	94,77
»	Элювий мела . . .	58,09	19,39	8,59	2,01	1,41	1,43	7,25	98,17
Дроновка	Глина	60,93	18,20	4,67	4,45	2,65	—	8,34	99,24

Глина из Дроновки залегает на мелу и, по существу, представляет его элювий, может быть переотложенный. Химический состав нерастворимых остатков мела ничем существенным не отличается от состава его элювия. Просмотренный мной элювий мела из Белгорода состоит из нонтронит-бейделлитовой глины с примесью фосфата кальция и значительного количества призмочек морденита

Толща белого пишущего мела кампанского яруса протягивается к юго-востоку от Новгород-Северска — на Рыльск, Суджу, Белгород и Валуйки. По данным многих анализов, содержание $CaCO_3$ в толще мела колеблется от 97 до 99%.

В Ромнах, Переконовке и Харькове (см. фиг. 57) пишущий мел кампанского яруса также отличается большой чистотой.

По описанию П. П. Чирвинского (1913), мел из хут. Балаценкова, в 20 км юго-западнее Рыльска, содержит 1,32% нерастворимого в уксусной кислоте остатка. Этот остаток имеет желтовато-серый цвет и состоит из кварцевых зерен диаметром 0,01—0,05 мм, то округленных, то осколочного облика, а также из листочков слюды и из хлопьевидной массы. Фосфориты на основании мела у Рыльска, по И. Кудрявцеву (1892), содержат 26,68% P_2O_5, 47,0% CaO и 5,18% нерастворимого остатка. По нашим анализам, мел Рыльского района содержит 97—99% $CaCO_3$.

В окрестностях Белгорода кампанский ярус начинается серым мелом, в котором рассеяны желтовато-серые источенные известковистые фосфоритные конкреции. Выше идет однообразная толща белого пишущего мела мощностью 40—45 м. Химический состав ее представлен в табл. 64.

Общая мощность толщи проанализированных пород — 41 м. В слое 1 найдена *Belemnitella lanceolata* Schloth., а в слоях 2—7 — *Bel.*

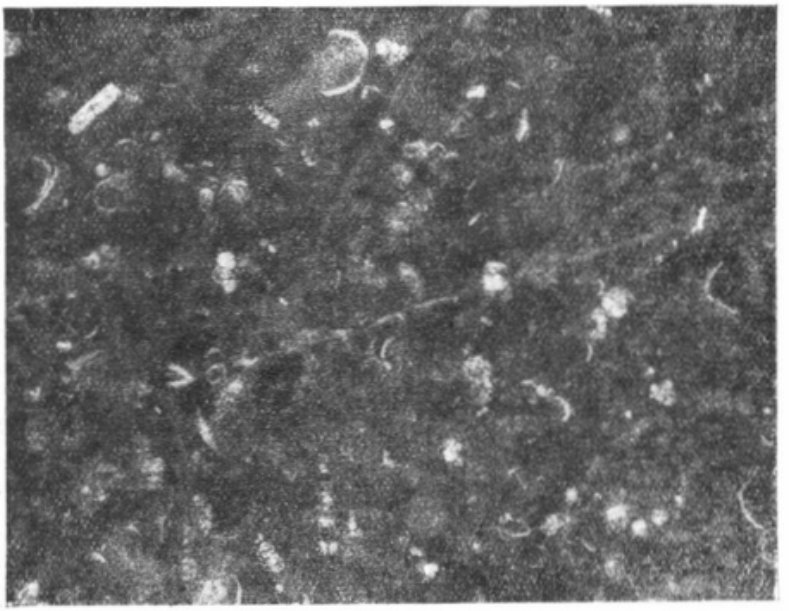
Таблица 84

Послойный химический состав толщи кампанского мела в Белгороде
(средние округленные данные в %)

№ слоя	Мощность в м	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$
1	4,5	2,7	1,0	0,2	53,5	0,3	41,9	99,6	95,3
2	5,0	2,0	0,3	0,2	54,2	0,2	42,2	99,1	96,5
3	5,0	2,2	0,7	0,2	54,2	0,2	42,3	99,9	96,5
4	4,0	1,4	0,6	0,1	54,7	0,2	42,8	99,8	97,0
5	5,6	0,7	0,2	0,1	55,5	0,2	42,6	99,3	98,8
6	5,0	0,7	0,2	0,1	55,4	0,2	43,8	100,4	98,7
7	5,0	1,2	0,3	0,1	55,0	0,2	42,5	99,3	97,9
8	2,4	1,3	0,4	0,3	54,2	0,2	42,7	99,1	96,4
9	4,4	3,5	0,3	0,3	52,3	0,3	42,6	100,3	93,2

Слои занумерованы сверху вниз; содержание $CaCO_3$ рассчитано по CaO.

langei Schatsky. Нижние два слоя принадлежат собственно мукронатовой зоне.



Фиг. 58. Микрофотография шлифа из пишущего мела. Кампан, зона *Belemnitella langei*. Белгород. Ув. 46, без анализатора

Контрольные анализы на содержание железа, произведенные колориметрическим методом, показали колебание Fe_2O_3 в отдельных образцах от 0,02 до 0,12%, в среднем его количество составляет 0,04%. Железо находится преимущественно в форме гидроокисей, образуя неправильные зерна и палочки, которые первоначально, вероятно, были пиритовыми или марказитовыми. Палочки похожи на выполнения каналов спикул губок.

Состав форменных компонентов мела по вертикали толщи также довольно однообразен; преобладают кокколиты и их обломки — около

70%, затем следует порошковатый кальцит — 25%, фораминиферы — 2,4%, кварц — 0,7%, мордснит — 0,3%, гидрослюды и каолинит — 0,8%. Последние два минерала определены рентгенографически А. Н. Лыминой. Глауконит весьма редок, диаметр зерен кварца 0,05 мм. Микрофотография шлифа показана на фиг. 58. В одном из шлифов фораминифер оказалось меньше 0,5%

Объемный вес скелета мела 1,3, временное сопротивление сжатию сухого мела колеблется от 12,6 до 19,8 кг/см².

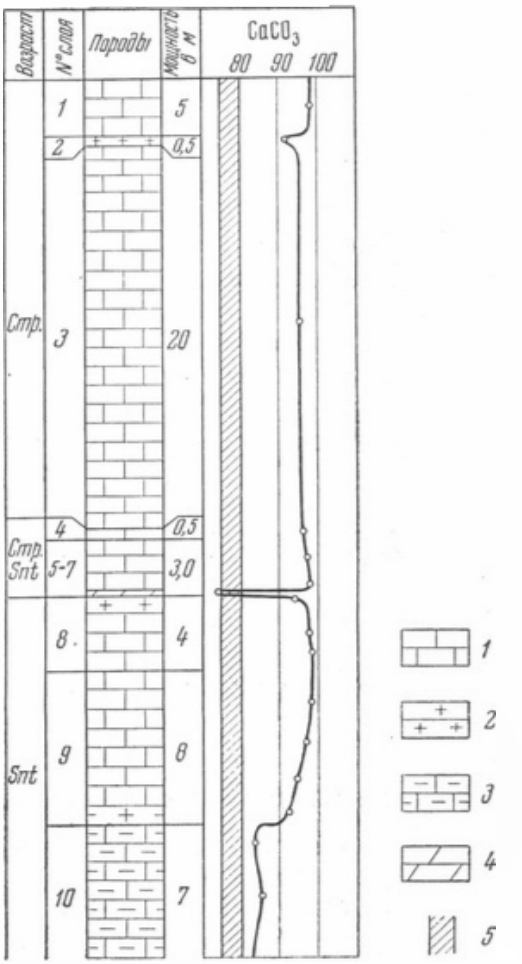
Вся толща мела изрыта ходами илоядных животных и рассечена многочисленными скрытыми жилками, которые видны только после проявления.

В 30—40 км юго-восточнее Белгорода, в Волчанском районе, мел такой же чистый и, на основании многих анализов, содержит 97—98% $CaCO_3$. По данным А. И. Иванова (1936, 1946), шебекинский мел состоит из кокколитов (44,2%), порошковатого кальцита (43,1%), фораминифер (7,5%), обломков стеблей криноидей (3,6%), призм иноцерамов (0,4%) и минеральных примесей (1,2%).

Еще далее к юго-востоку, в Купянске, мел уже менее чистый. Средний химический состав 30-метровой толщи мела отсюда следующий (в %, округленно):

SiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃	CaO	MgO	Потери при прок.	Сумма	$CaCO_3$
3,0	3,0	0,8	33,2	0,8	42,2	100,2	94,8

Состав кампанского мела в Валуйках показан на фиг. 59. Содержание форменных компонентов верхней части мела следующее: кокколиты — 65%, порошковатый кальцит — 30%, фораминиферы — 2,3%, кварц — 0,3%, мордснит — 0,4%, глинистое вещество — 2,3%. Глауконитовые зерна встречаются редко, цвет их зеленый. Средняя и нижняя части толщи мела почти не отличаются от верхней. Прослойки глинистого мела обусловлены присутствием монтмориллонита. Этот минерал определен в нерастворимом остатке оптически и по термической кривой. Диаметр зерен кварца в прослоях глинистого мела такой же, как и в чистом мелу — 0,03 мм.



Фиг. 59. Геологическая колонка и диаграмма содержания $CaCO_3$ в сантонских и кампанских отложениях окрестностей г. Валуйки.

1 — мел чистый; 2 — мел глинистый; 3 — мергель мелоподобный; 4 — мергель глинистый; 5 — область глинистого мергеля на диаграмме

В 12 м выше подошвы мела проходят 1—2 прослоя кремневых конкреций, черных, довольно крупных, иногда сучковатых, с белой оболочкой полукремнелого мела. Вся толща мела пронизана мелкими ходами илоядов, а там, где встречены сучковатые кремни, — ходами более круп-

ных илоядов, до 1 см в диаметре. Как будет показано ниже, «сучки» в этих кремнях образовались в результате избирательного окремнения ходов крупных илоядов.

На некоторых кремневых конкрециях и на рострах белемнителл, особенно часто в их альвеоле, встречаются нарастшие кристаллики барита. Цвет кристалликов серый, размеры до 1 см

Восточнее и северо-восточнее г. Валуйки содержание $CaCO_3$ в кампанском мелу понижается и у с. Подгорного составляет 80—85%. Южнее снова наблюдается увеличение карбонатности и у г Кантемировки содержание $CaCO_3$ в мелу достигает 90—91%.

Далее к югу происходит лишь небольшое увеличение карбонатности кампанских пород. Например, у Старобельска и Беловодска, по данным П. А. Земятченского (1900), мел имеет следующий состав (табл. 65).

Таблица 65

Химический состав мела из Беловодска и Старобельска (в %)

Компоненты	Беловодск		Старобельск
	1	2	3
Нерастворимые остатки	2,11	2,61	0,21
R_2O_3	0,91	0,47	0,82
CaO	53,32	53,04	53,24
MgO	0,21	0,19	0,23
$CO_2 + H_2O$	42,74	42,85	42,76
Сумма	99,29	98,50	100,26
$CaCO_3$	94,90	94,41	94,76

Приведем еще анализ образца мела из Благовещенска (в %):

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$
9,20	1,21	0,49	51,21	0,16	38,15	100,42	91,15

Что касается кампанских пород, залегающих к востоку от Благовещенска, Беловодска и Кантемировки на протяжении 200 км и называемых работавшими здесь геологами то мелом, то мергелями, то имеются лишь краткие описания их. Н. С. Морозов (1952) указывает, что на междуречье Дона и Донца, в бассейне рек Калитвы, Полной и Ольховой, распространена толща белого мела. Она имеет мощность на севере 50 м, а на юге 70 м и подразделяется по форминиферам на три зоны.

В Серафимовичском районе, как видно из данных П. М. Толкачевой (1940), приведенных в табл. 66, кампанские мергели переходят уже в глины.

Таблица 66

Химический состав мергелей и глин из Серафимовического района Сталинградской обл. (в %)

№ образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потеря при прок.	$CaCO_3$
1	34,94	4,40	Нет	32,90	0,58	0,68	26,93	58,56
2	58,36	4,90	»	11,80	0,23	—	—	21,00
3	64,80	6,10	1,08	9,90	0,58	0,40	—	17,62
4	53,41	17,07	7,38	9,98	2,93	0,85	11,41	17,76

1 — мергель мощностью 16 м, хут. Тюковной; 2 — глина известковистая, хут. Рыбный; 3 — глина известковистая, хут. Бобровский второй; 4 — глина из г. Серафимовича.

Эти мергели и известковистые глины относятся к верхней части кампанского яруса, нижняя же его часть представлена песчаниками.

На правобережье Дона у г. Калача нижняя часть кампана представлена тонкозернистыми глинистыми песками и песчаниками мощностью 40 м, по внешнему виду довольно однообразными. Только при внимательном изучении в середине этой толщи обнаруживается прослоек, содержащий гравийные зерна. Содержание фракции >0,25 мм в этом прослойке составляет 5—6%, в то время как в остальной части толщи песков количество этой фракции редко где превышает 1%. Западнее Дона, в бассейне р. Лиски, вместо прослоя песка с гравием прослеживается прослой темной пластичной глины.

Изучение шлифов из песков и песчаников показывает, что в цементе последних больше опала, тогда как в цементе первых преобладает глина, а опал играет второстепенную роль. В массе опалового или глинистого цемента, и особенно в порах между песчинками, рассеяно большое количество мельчайших кристалликов морденита.

Кварцевые зерна слабо окатаны, средние их размеры около 0,15 мм. Полевые шпаты встречаются редко, из них определены ортоклаз, микроклин и кислый плагиоклаз. Из акцессорных минералов определены гранат, турмалин, дистен, магнетит, а также мусковит. Глауконит — округлый и почковидный, зеленого цвета. Количество глауконита составляет около 25% в нижней половине толщи и около 10% в верхней. В песках верхней части толщи рассеяны кокколиты и изредка встречаются фораминиферы.

Песчаники на берегу Дона у хут. Березового составляют 8%, в бассейне р. Лиски они достигают 30% от всей толщи кампана.

Тонкозернистые пески покрываются небольшим прослоем среднезернистого песка с черными и серыми песчанистыми шероховатыми фосфоритными конкрециями величиной чаще всего с лесной орех. Кварцевые зерна в этих песках и в фосфоритах хорошо окатаны, средний диаметр их около 0,3 мм. Местами фосфат разрушен и замещен гипсом. Состав фосфоритов: 45% кварца, 6% глауконита, 45% курскита, 4% гипса.

Выше песков и песчаников залегают опоки. Они в отдельных прослоях то глинистые, то песчанистые. Диаметр зерен кварца 0,03—0,06 мм, глауконита 0,07 мм; количество кварца в различных образцах варьирует от 5 до 30%, глауконита от 2 до 10%. В опоках часто встречаются шаровидные радиолярии, скелеты которых большею частью растворены, а образовавшиеся полости выполнены кристалликами морденита.

Б. Северная и северо-западная окраины Донбасса

Окраины Донбасса — единственный район на всей Русской платформе, где кампанские отложения развиты наиболее полно. Многих геологов они привлекли, как полезные ископаемые, и поэтому были довольно подробно изучены в химическом отношении. Содержание $CaCO_3$ в отложениях Лисичанского района показано на фиг. 34. Как видно, кампан представлен здесь белым пишущим мелом и, отчасти, мелоподобными мергелями. Последние имеют грубый облик, вместо глины содержат примесь аморфного кремнезема и поэтому могут быть названы кремнеземистыми. Мергель верхней части кампанского яруса в Лисичанске содержит 92% $CaCO_3$ и состоит из глинисто-карбонатной массы (86%), фораминифер (4%), призм иноцерамов (2%), кварца (7%) и глауконита (1%). Кварцевые зерна имеют весьма различные размеры, средний диаметр их около 0,08 мм, средний диаметр зерен глауконита 0,06 м. В мергеле много пор от растворившихся спикул губок, чаще — тонких, 0,03 мм в диаметре, и реже — более крупных — около 0,10 мм в диаметре. Раковины фораминифер заполнены опалом или пустые.

В бассейне р. Лугани кампанский ярус имеет сложное строение. Стратиграфия его разработана Н. С. Шатским (1924).

Прилагаемая сводная геологическая колонка составлена на основании серии крупных разрезов, с пометровыми определениями $CaCO_3$ (см. фиг. 53). Химический состав кампанского яруса бассейна р. Лугани представлен в табл. 67.

Таблица 67

Послойный химический состав кампанского яруса на р. Лугани
(средние округленные данные в %)

№ слоя	Мощность в м	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$
8	18	34,6	2,3	1,4	33,1	0,4	0,6	27,8	100,2	59,0
9	16	18,5	2,7	1,1	43,4	0,3	0,4	33,6	100,0	77,25
10	6	31,1	2,2	1,3	34,7	0,5	0,4	29,5	99,7	61,77
11	25	27,0	1,9	2,2	37,1	0,5	0,6	30,7	100,0	66,04
11а	25	25,3	2,3	1,0	39,1	0,4	0,6	31,6	100,3	69,60
12	40	16,5	2,4	0,9	43,9	0,4	0,3	35,6	100,0	78,14
13	30	10,4	1,0	0,8	48,1	0,4	0,4	38,8	99,9	85,62
13	8	6,0	1,2	0,7	50,8	0,4	1,2	39,6	99,9	90,42
15	60	12,8	1,4	1,6	46,4	0,5	0,4	36,6	99,7	82,59

Номера слоев приведены по фиг. 53.

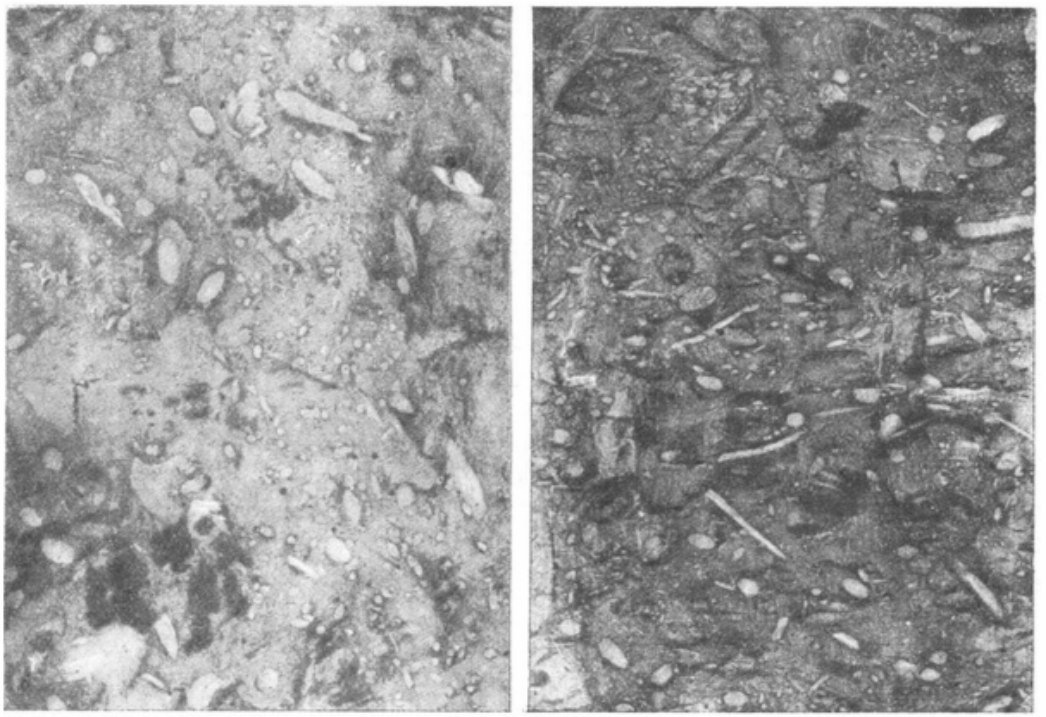
Таблица 68

Содержание и размеры форменных компонентов в кампанских породах бассейна р. Лугани

№ слоя	Содержание в %								Диаметр частиц в мм	
	фораминиферы	призмы иноцерамов	кокколиты	пелитоморфно-глинистая масса	кварц	глауконит	[illegible]	глина и опал	кварц	глауконит
9	5	2	51	23	3	0,3	1,7	17	0,05	0,06
11	8	7	30	25	5	2	1,0	22	0,07	0,08
14	4	2	50	37	1	0,2	1,3	5,5	0,05	0,06

В соответствии с этими анализами, ниже приведено содержание форменных компонентов в кампанских породах (табл. 68) по наиболее типичным образцам.

Нижняя часть кампанского яруса (слои 12—15) представлена мелоподобными мергелями и белым глинистым мелом с содержанием в среднем около 85% $CaCO_3$. Как мергели, так и мел интенсивно изрыты илоядными животными. Разнообразные ходы их прекрасно видны после проявления породы машинным маслом (фиг. 60). Порошковатый кальцит состоит большей частью из мельчайших частиц диаметром

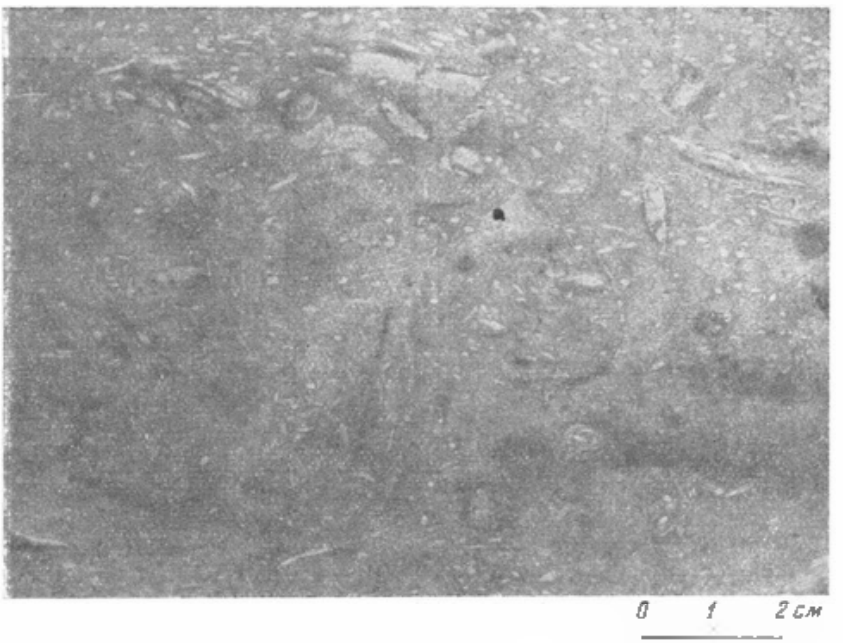


Фиг. 60. Пластинки пишущего мела мукронатовой зоны. Видны многочисленные и разнообразные ходы илоядных животных, проявленные машинным маслом. Река Лугань. Нат. вел.

1—2 μ, но нередки также кристаллики или обломки кристалликов диаметром 2—5 μ. Раковины форминифер — пустые или заполнены основной массой, но в некоторых из них стенки усажены короткопризматическими кристалликами кальцита 3—4 μ в поперечнике.

Средняя и верхняя части кампанского яруса (слои 10 и 11) сложены кремнеземистыми мергелями с содержанием в среднем около 70% $CaCO_3$. Ходы илоядов здесь видны хуже, хотя тоже имеются в большом количестве. Эти мергели отличаются от подстилающего их глинистого мела более темным цветом, большей твердостью и более грубым обликом. Кроме того, они отличаются большим содержанием форминифер, призм иноцерамов, зерен кварца и глауконита, большими размерами этих зерен, а также большим количеством нерастворимого остатка, состоящего из опалового вещества с небольшой примесью глины. Содержание SiO_2 в мергеле составляет 25%, из них 6% приходится на кварц и глауконит, 5% на глинистое вещество, а остальные 14% составляют тонко распыленный опал. Размеры опаловых частичек чрезвычайно малы — около микрона и меньше.

Кремнеземистые мергели содержат большое количество пустот от растворившихся спикул губок. Лишь изредка встречаются опаловые спикулы, а также отдельно одно- и четырехлучевые палочки глауконита, халцедона или опалово-глинистого вещества, представляющие собой выполнения каналов спикул губок, теперь уже растворившихся. Этих пустот местами так много, что исходный ил, послуживший для образования кремнеземистого мергеля, можно назвать спонголитовым илом.



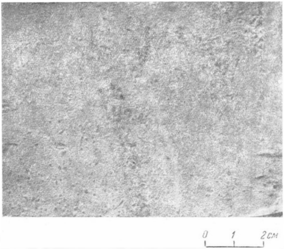
Фиг. 61. Мергель лангиевой зоны, проявленный машинным маслом. Видны следы разнообразных илоядов. Река Лугань.

Обычно следы спикул губок сопровождаются кремневыми конкрециями, но нередко те и другие встречаются как бы независимо.

Кремни в кремнеземистых мергелях залегают небольшими прослоями в средней и верхней части толщи. Они имеют серый или светлосерый цвет, в ядре иногда черный. С поверхности они всегда покрыты светлосерой или белой оболочкой, которая обычно непрерывно сливается с окружающим мергелем и не имеет резких границ. Кремневые конкреции состоят из кварцево-халцедоновой микрозернистой массы, а их оболочка — в основном из рыхлого опала и кальцита. Последний находится в форме раковин форминифер или других органических остатков, иногда частично или полностью превращенных в халцедон. В кремневых конкрециях содержится много спикул губок, частично растворившихся, с последующим заполнением образовавшихся пустот халцедоном. Спикулы лучше сохранились в белой корочке кремней. В массе мергеля рассеяны ожелезненные отпечатки кремневых губок.

В верхней части кампанского яруса (слои 8 и 9) имеется пачка глинистого мергеля мощностью 7—10 м. Химические анализы слоев 8 и 9 в табл. 67, а также содержание форменных компонентов в слое 9, приведенное в табл. 68, относятся к этому мергелю. По содержанию форминифер и призматических иноцерамов он близок к мелу. В нем встречаются железистые отпечатки кремневых губок, но следов спикул в шлифах не найдено. В нерастворимом остатке обнаруживается присутствие мельчайших час-

тиц опала, диаметром 1 μ и меньше. Кроме того, опал встречается в форме ядер фораминифер. В коллоидной фракции нерастворимого остатка А. Н. Лиминой определены каолинит, слюда и кристобалит (опал). Характерной внешней особенностью мергеля слоя 9 является присутствие большого количества белых точек диаметром около 1 мм — ходов и экскрементов мелких илоядов. Наряду с мелкими встречаются и крупные ходы, диаметром 3—4 мм (фиг. 61 и 62).



Фиг. 62. Мергель [illegible] зоны, [illegible]. Видны следы илоядов. [illegible]

Порошковатый кальцит кремнеземистого и глинистого мергеля состоит из мельчайших частиц, диаметром около 1 μ, и из более крупных кристалликов, аналоги которых в виде вторичного кальцита усаживают стенки полостей раковин фораминифер.

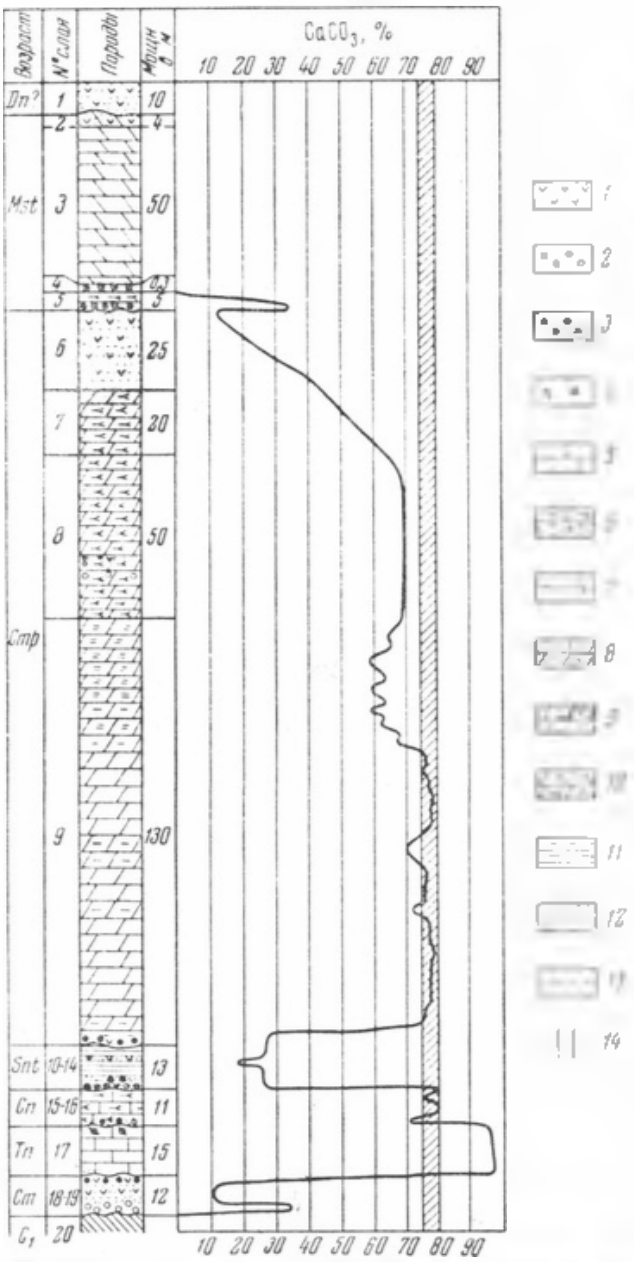
В. Южная окраина Донбасса

Кампанский ярус наиболее детально изучен по правобережью р. Крынки. Здесь его мощность достигает 225 м. Для составления сводного разреза и его литологии использована серия послойных определений $CaCO_3$ с каждого метра и около 300 подробных химических анализов (фиг. 63).

В 1944 г. мною установлено присутствие верхнего кампана с *Belemnitella langei* S c h a t s k y, а 200-метровая толща мергелей, считавшаяся ранее однородной, расчленена на выдержанные слои. При этом в кремнеземистых мергелях балки Белояровки, которые Б. Ф. Меффферт и Л. Е. Налипайко относили к сантону, мною найдена *Belemnitella mucronata* S c h l o t h. и другая фауна, указывающая на принадлежность их к кампану.

В толще трепелов, которые Б. Ф. Меффферт считал третичными, найдена маастрихтская фауна — отпечатки белемнителл, *Gryphaea*

vesicularis Lam., *Inoceramus balticus* Böhm., *Bostrichoceras polyplocum* Roem. В 1947 г. это расчленение уточнил Н. П. **Михайлов** (1947, 1948, 1951) — по фауне аммонитов и детализировала М. Г. Немировская — по ходам илоедов.



Фиг. 63. Геологическая колонка и диаграмма содержания $CaCO_3$ в мелких отложениях р. Крынки:

1 — песок кварцевый с глауконитом; *2* — галька; *3* — фосфорит; *4* — пресная; *5* — мел; *6* — мел кремнеземистый; *7* — мергель слабо глинистый; *8* — мергель глинисты й; *9* — мергель сильно глинистый; *10* — мергель кремнеземистый; *11* — глина; *12* — [illegible] торбо[illegible]; *13* — [illegible] в торфе; *14* — область глинистого мергеля на диаграмме

На р. Крынке кампан трансгрессивно залегает на сантоне, переходя на конье, турон, сеноман и даже на карбон. Отложения кампана начинаются известковистым фосфоритным конгломератом или известковистым песчаником, который обычно относят к сеноману, особенно когда он лежит на карбоне. И действительно, по внешнему виду сеноманский и кампанский песчаники очень сходны, но в первом часто встречается руководящая фауна сеноманских двустворок, а последний крайне беден органическими остатками и совершенно постепенно переходит в вышележащие мергели.

Основная масса песчаника состоит из кальцитового шлемма с примесью глины. В этой массе рассеяны мелкие (0,01—0,03 мм), неправильной формы, зерна кальцита, раковины фораминифер, мельчайшие зернышки пирита, угловатые зерна кварца и полевых шпатов, округлые и почковидные зеленые зерна глауконита, конкреции и зерна фосфоритов и гальки глинистых сланцев. Изредка встречаются ромбоэдры сидерита и фосфатные обломки костей. Зерна кварца и глауконита присутствуют в одинаковых количествах, составляя около 45% породы, средний диаметр их 0,2 мм. Фосфоритные конкреции более или менее окатаны, размеры и форма содержащихся в них зерен такие же, как и в песчанике.

Известковистый песчаник вверх постепенно переходит в песчанистый мергель с редко рассеянными шероховатыми конкрециями фосфоритов,

фосфоритными гальками и фосфатизованными копролитами (червей?). В копролитах изредка встречаются коробочки диатомовых водорослей. В мергеле рассеяны известковые и песчанистые фораминиферы, зерна кварца, глауконита, пирита, вторичного кальцита, а также опал в раковинах фораминифер и в порах от растворившихся спикул губок.

Количество песка и фосфоритов в песчанистом мергеле кверху постепенно, но довольно быстро уменьшается и он переходит в толщу глинистых мергелей, мощностью около 120 м.

Эта толща не поддавалась ранее расчленению ни по фораминиферам, ни по минералам тяжелой фракции, ни по химическому составу. Но в 1947 г. М. Г. Немировская, используя метод проявления, расчленила ее на три подзоны — по различным формам илоядных животных.

Нижняя подзона характеризуется присутствием ходов или зерен диаметром 1,5—2 мм, в разрезе темных, со светлой оболочкой. Нередко эти ходы располагаются в ряд в виде цепочки (фиг. 64), откуда эта подзона и получила название «цепочковой». Мощность ее около 40 м. Мергель нижней части этой подзоны не всегда полностью переработан илоядами и содержит местами остатки микрослоистости, а в одном из разрезов встречен целый прослой микрослоистого мергеля (фиг. 64, *б*).

Руководящей формой для средней — веточковой — подзоны являются округлые светлые зерна диаметром 1,5 мм, то рассеянные беспорядочно, то группирующиеся в виде веточек (фиг. 65). Мощность этой подзоны около 50 м. В верхней части ее выделяется слой мергеля с крупными ходами, 7—10 мм в диаметре (фиг. 66).

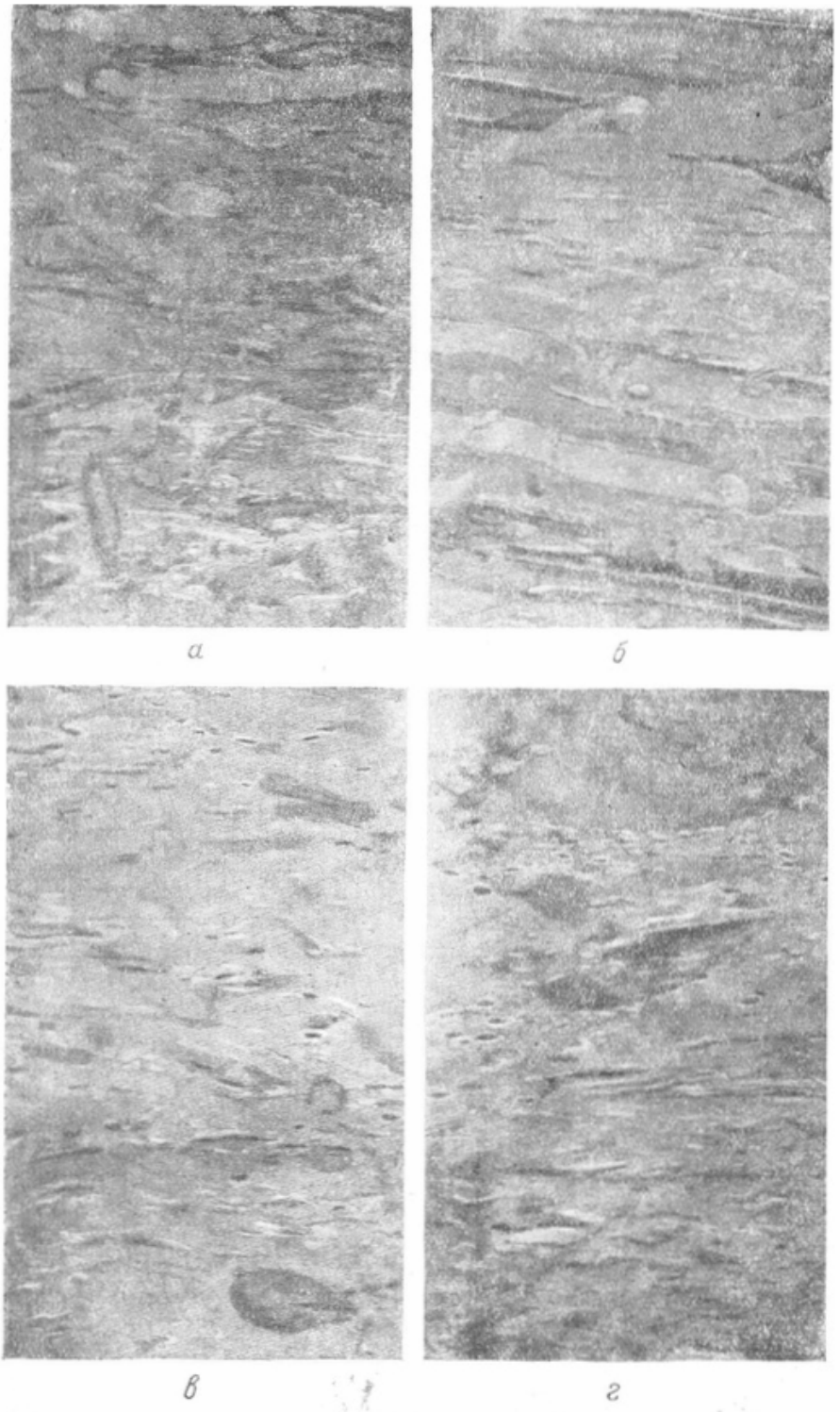
Верхняя подзона, или переходный мергель, отличается присутствием скоплений мелких светлых зерен, заключенных в более темную массу, не переработанную илоядами и имеющую вид обрывков мергеля. Мощность этой подзоны около 30 м.

Из средней и верхней подзоны Н. П. Михайлов (1947, 1948, 1951) указывает *Hoplitoplacenticeras coesfeldiense* Schlüt., *H. vari* Schlüt., *Discoscaphites gibbus* Schlüt., *Acanthoscaphites* cf. *roemeri* d'Orb., *Belemnitella mucronata* Schloth. Кроме того, мною определены *Inoceramus balticus* Boehm., *Ostrea semiplana* Sow., *O. currirostris* Sow., *Corbula* sp., *Lima* sp., иглы морских ежей и отпечатки шестилучевых кремневых губок. Из перечисленных аммонитов первые две формы являются руководящими для верхней половины кампанского яруса. Принадлежность глинистых мергелей к кампанскому ярусу подтверждена также Б. М. Келлером (1951) на основании изучения фораминифер.

По внешнему виду глинистые мергели чрезвычайно однообразны. Цвет свежего влажного мергеля серый, сухого — светло-серый, а выветрелого — еще более светлый. Слоистость отсутствует или встречается очень редко и то только в нижней части мергелей. Если не считать многочисленных и разнообразных ходов илоядных животных, которые, однако, видны только после проявления, то макрофауной мергель очень беден. Из нее следует отметить тонкостворчатых устриц, пиритизованных четырех- и шестилучевых губок, аммонитов и белемнителл. Количество фораминифер составляет 3—5% породы и только в самых низах мергелей увеличивается до 7—8%. Главную часть мергеля составляют кокколиты и их обломки — 45% и порошковатый кальцит — 25%.

Некарбонатная часть мергеля состоит из терригенного кварца и полевых шпатов, аутигенного глауконита, халцедона, опала, пирита или марказита, мордснита, редко рассеянных кристалликов барита, а также каолинита, гидрослюд и органического вещества. Каолинит, гидрослюды и опал определены А. Н. Лямпной рентгенографически.

Нерастворимый в 5%-ой HCl остаток мергеля почти весь (99%) проходит через сито 0,06 мм: фракция 0,06—0,01 мм составляет 3,0%,

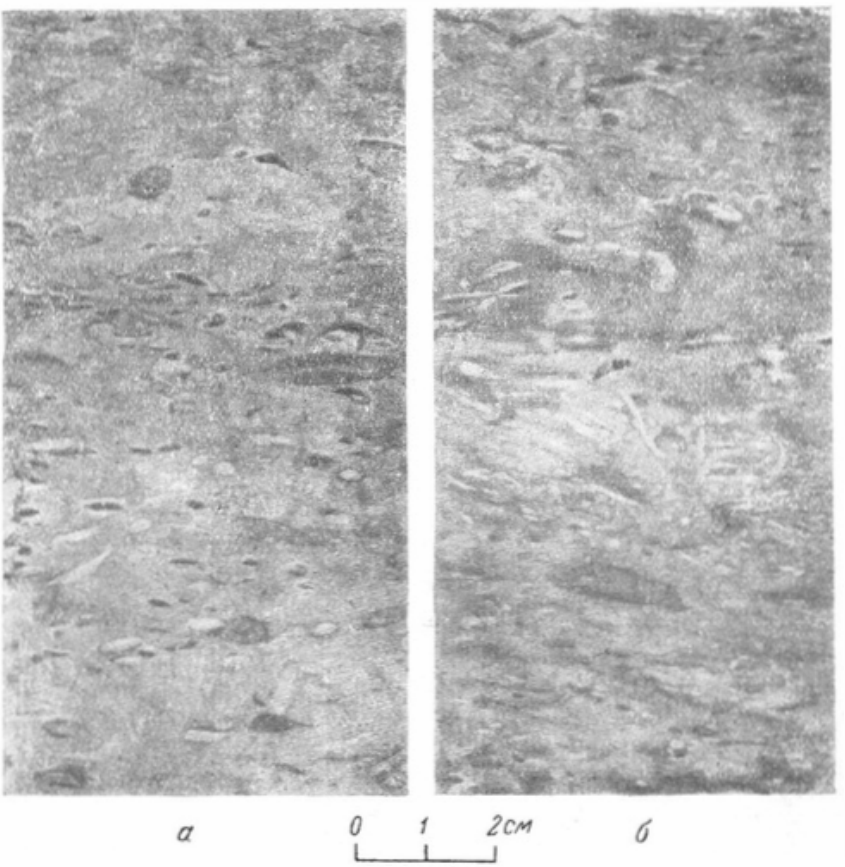


Фиг. 64. Пластинки мергелей цепочковой зоны, вырезанные перпендикулярно слоистости и проявленные трансформаторным маслом:

а — мергель с 10 м от подошвы кампана; *б* — микрослоистый мергель с 12 м от подошвы кампана; *в* — мергель с цепочками с 20 м от подошвы кампана; *г* — мергель с цепочками и следами крупных плоядов с 40 м от подошвы кампана

0,01—0,002 мм — 55% и < 0,002 мм—41%. Сразу же после растворения мергеля кислотой вместе с тонким материалом в нерастворимом остатке получается довольно много комочков глины, слабо связанной опалом и органическим веществом. Эти комочки под действием дистиллированной воды, особенно с добавками пептизаторов, медленно пептизируются, и отмучивание одного образца длится более месяца. Химический состав мергелей приведен в табл. 69.

На этой таблицы видно, что с глубины от 12 и до 90,5 м, считая от кровли толщи, химический состав мергеля довольно однообразен. В нем



Фиг. 65. Пластинки мергелей веточковой зоны, вырезанные перпендикулярно слоистости и проявленные трансформаторным маслом:

а — нижняя часть веточковой зоны; *б* — средняя часть веточковой зоны.

слабо выделяется средняя часть толщи, с глубины от 30 до 50 м, с пониженным содержанием $CaCO_3$, которая, однако, прослеживается по многих разрезах. Мергель на глубине 6—12 м относится уже к верхней части толщи мергелей, переходящих к кремнеземистым разностям. Переход этот выражается только в понижении карбонатности, силикатный же модуль в нем продолжает оставаться невысоким.

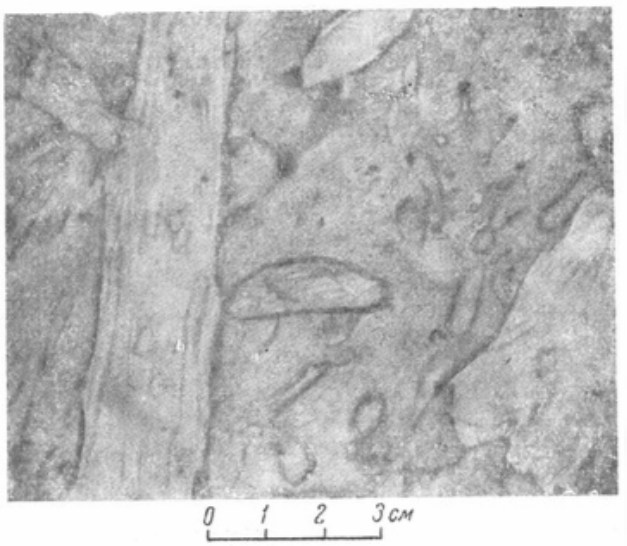
Из других компонентов обращает на себя внимание невысокое содержание в мергеле SO_3 на глубине до 30 м. Это явление не случайное, а прослеживается и во многих других местах. Оно объясняется процессами выветривания. Пониженное содержание SO_3 в мергеле как раз соответствует окисленной зоне, нижняя граница которой проходит на глубине 30—40 м. Глубже идет неокисленная зона мергеля с пиритом или марказитом, содержащая 0,5—0,6% общей серы, выраженной в форме SO_3.

Послойный химический состав толщи глинистых мергелей из района р. Крынки (в %)

Расстояние от кровли толщи в м	Мощность в м	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
6,0—12,0	6,0	41,25	3,67	1,53	28,96	0,76	0,15	23,54	99,86	50,96	3,25
12,0—21,0	9,0	16,70	3,19	1,16	42,82	0,61	0,18	34,62	99,28	75,36	3,84
21,0—30,0	9,0	14,78	3,25	1,05	44,74	0,76	0,16	35,92	100,66	78,74	3,20
30,0—40,5	10,5	18,14	3,22	0,83	42,44	0,58	0,44	33,62	99,27	74,69	4,48
40,5—51,0	10,5	17,66	4,10	1,00	41,76	0,82	0,52	34,44	100,49	73,49	3,46
51,0—63,5	12,5	17,01	3,47	0,93	42,67	0,76	0,67	34,12	99,63	75,09	3,86
63,5—74,0	10,5	14,02	2,83	0,67	45,26	0,80	0,61	35,90	100,09	79,65	4,01
74,0—82,5	8,5	14,52	3,18	0,72	44,50	0,65	0,56	35,62	99,75	78,32	3,72
82,5—90,5	2,0	13,92	2,53	0,67	45,28	0,61	0,52	36,34	99,87	79,69	4,35

Рассмотрим характер и распространение минералов мергеля.

Кварц присутствует в виде очень мелких угловатых зерен диаметром 0,02—0,05 мм; содержание его в мергеле 0,5—1,0%.



Фиг. 66. Пластина мергеля из нижней части литоточковой зоны, вырезанная перпендикулярно слоистости и пропитанная трансформаторным маслом. Видны следы крупных и мелких ходов илоядов и комья с отростками.

Халцедон встречается еще реже. Обычно он выполняет поры от растворившихся спикул губок.

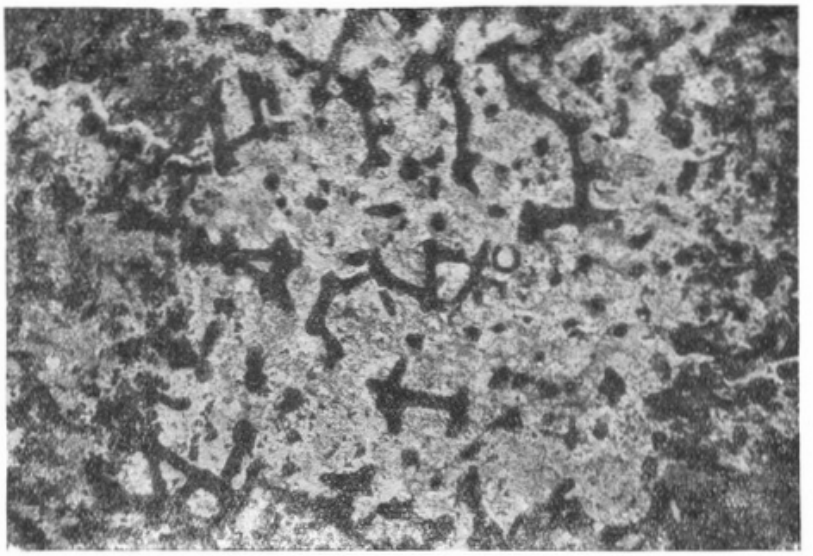
Опал находится в форме коллоидальных частиц, рассеянных в мергеле, выполняет раковины некоторых фораминифер и изредка слагает спикулы губок и скелеты радиолярий из семейства спумеллярия. Последние встречаются весьма редко и только в самой нижней части мергеля. Количество SiO_2, переходящее в 5-кратные содовые вытяжки, колеблется в различных образцах, по данным А. П. Москопченко, от 4 до 7%, составляя 25—30% общего кремнезема.

Глауконит образует яркозеленые зерна диаметром 0,03—0,05 мм. Обычно количество глауконита в 3—4 раза меньше, чем кварца.

Пирит или марказит появляется в мергеле с глубины 30—40 м. Он находится главным образом в тонко рассеянном состоянии, иногда выполняет раковины фораминифер или поры от растворившихся спикул губок (фиг. 67) и совсем редко встречается в форме лучистых конкреций. В поверхностной зоне сульфиды железа превращены в гидроокиси.

Мордснит имеет вид мельчайших призмочек около 3 μ толщиной и до 10 μ длиной. Показатель преломления его 1,487, поляризация незаметна даже при применении гипсовой пластинки.

Форма нахождения морденита различная. Чаще всего он рассеян в массе мергеля и в таком случае имеет вид обрывков, незаметных в шлифе и видимых только в нерастворимом остатке. Реже он встречается в виде



Фиг. 67. Микрофотография шлифа кампанского пиритизированного мергеля. Пирит (черное) выполняет поры от растворившихся спикул губок. Река Крынка. Ув. 46, без анализатора

Фиг. 68. Микрофотография шлифа кампанского мергеля. Скопление призмочек морденита в раковине фораминиферы. Река Крынка. Ув. 380, без анализатора

прекрасных призмочек, выполняющих раковины фораминифер (фиг. 68) или другие поры в мергеле, или образует микроскопические линзовидные скопления, замещая мергель. Количество цеолитов в мергеле составляет около 2—3%.

Барит в виде ромбоэдрических кристалликов серого цвета редко рассеян в нижней и средней части толщи мергелей. Размеры его кристалликов следующие: толщина 1—2 мм, длина 2—3 мм. Грани кристалликов выражены плохо.

Из акцессорных минералов А. И. [illegible] указывает мусковит, биотит, хлорит, турмалин, гранат, рутил, анатаз, брукит, дистен, апатит, сфен, касситерит и барит, а также ортоклаз, микроклин и альбит.

Главный компонент мергеля — кальцит. Больше половины его находится в форме органических остатков — кокколитов, фораминифер и призм иноцерамов. Небольшое его количество образует явно выраженные вторичные выделения более или менее хорошо образованных кристалликов в раковинах фораминифер или в других пустотах мергеля. Значительная часть карбоната кальция находится в форме порошковатого кальцита. Это мельчайшие частицы, в которых не удается различить каких-либо признаков органического или неорганического происхождения. Следует отметить, что в микрослоистых мергелях количество порошковатого кальцита значительно больше, чем в неслоистых, изобилующих остатками донных организмов.

После того, как по ходам илоядных животных удалось расчленить толщу мергели на подзоны, стало вполне ясно, что мергельные слои залегают параллельно подошве мергельной толщи и что содержание $CaCO_3$ в одних и тех же подзонах, даже в пределах нескольких квадратных километров, не является постоянным. Из определений $CaCO_3$ хорошо видно, что целый ряд слоев местами сохраняет постоянство своего состава, прослеживаясь на несколько километров. Процент $CaCO_3$ в данном случае является хорошим корреляционным признаком. Однако нередко можно видеть отступление от этого правила — появление линз с пониженным содержанием $CaCO_3$, аналога которым в остальных разрезах нет. В некоторых участках таких отступлений довольно много.

Мергели с одинаковым содержанием $CaCO_3$ залегают в виде линз мощностью до 30—40 м. Эти линзы обычно идут параллельно слоистости мергеля, но иногда они ее пересекают.

Наредка мергель с содержанием $CaCO_3$ 74—76% начинается от самой подошвы мергельной толщи, но обычно от ее подошвы и выше, до 30—40 м, следуют мергели с содержанием $CaCO_3$ 60—70%. Так, по одному разрезу слой мергеля, залегающий в 15—25 м от подошвы кампана, содержит 76—77% $CaCO_3$, а всего лишь на расстоянии 200 м содержание $CaCO_3$ в этом слое снижается до 57—58%, т. е. почти на 20%.

Детальное сравнение особенностей прояявленных сплошных кернов этих разрезов показывает, что здесь не появляются новые слои, а изменяется содержание $CaCO_3$ в одних и тех же слоях.

Почему же происходят эти изменения? Этот вопрос очень важен и интересен с двух точек зрения — во-первых, для определения качества мергелей, а во-вторых, для оценки значения процентного содержания $CaCO_3$ как корреляционного признака.

Низкокарбонатные мергели отличаются от высококарбонатных более темным цветом, большей твердостью и большим объемным весом. В шлифах те и другие мергели между собой весьма сходны. В высококарбонатных мергелях раковины фораминифер большей частью пустые, иногда заполнены основной массой мергеля - кристалликами кальцита или опалом. В низкокарбонатных мергелях также встречаются пустые раковины фораминифер, но большею частью они заполнены опалом, халцедоном, основной массой мергеля, наредка — кальцитом и довольно часто — морденитом. Последний находится не только в раковинах фораминифер или в других порах, но также скопляется и в основной массе мергеля.

образуя линзовидные или округлые участки диаметром до 0,3 мм. Морденит и опал, которые видны в шлифах низкокарбонатных мергелей, обычно составляют 1—3%. Хотя эти цифры не могут полностью объяснить существенные изменения карбонатности в мергелях, однако они наводят на мысль, что причина этого явления лежит во вторичных или позднедиагенетических процессах. За последнее, в частности, говорит значительная мощность и небольшая протяженность линз низкокарбонатных мергелей.

Изучение нерастворимых остатков высоко- и низкокарбонатных мергелей не обнаруживает в них какого-либо существенного различия — морденит, опал и глинистое вещество содержатся как в тех, так и в других и, по-видимому, даже в равных количествах. Несовершенство метода подсчета не позволяет получить точные данные.

Мергели, переходные от глинистых к кремнеземистым. По внешнему виду они очень похожи на глинистые, но в шлифе отличаются от них присутствием листочков мусковита, повышенным содержанием зерен кварца (около 2%), правда все еще очень мелких — чаще всего диаметром 0,03 мм. Морденит в них встречается довольно часто, обычно в полостях раковин фораминифер или в порах от растворившихся спикул губок. Кое-где сохранились от растворения и сами опаловые спикулы. Раковины фораминифер либо пустые, либо заполнены опалом или морденитом.

Кремнеземистые мергели балки Белоярки Б. Ф. Мефферт (1924) относил к сантону, а те, которые известны в балке Горькой и у с. Елено-Николаевки, считал выветрелыми разностями горизонта глинистых мергелей. Л. Э. Наливайко (1936) также определил белоярские мергели как сантонские.

В течение 1944—1947 гг. в кремнеземистых мергелях собрана богатая фауна: *Hamites* (?) *interruptus* Schlut., *Baculites anceps* Lam., *B. vertebralis* Lam., *Bostrychoceras polyplocum* Roem., *Pachydiscus pseudobaei* Moh., *P. amvrosiensis* Mich., *P. wittekindi* Schlüt., *Ancyloceras bipunctatum* Schlüt., *Acanthoscaphites pulcherrimus* Roem., *A. roemeri* d'Orb., *A. spiniger* d'Orb., *Belemnitella mucronata* Schloth., *B. langei* Schatsky, *Inoceramus balticus* Böhm., *Pecten cretosus* Defr., *Panopaea gurgites* Brongn., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Pleurotomaria* sp., *Terebratula carnea* Sow., *Rhynchonella* aff. *vespertilio* d'Orb., *Offaster* aff. *pilula* Lam., *Echynocorys vulgaris* Breim., *E.* cf. *oratus* Leske, отпечатки губок из родов *Ventriculites* и *Cribrospongia*, фораминиферы, одиночные кораллы, остракоды и кокколиты. Из этой фауны аммониты определены Н. П. Михайловым (1951), морские ежи — М. И. Москвиным, двустворки, плеченогие и белемнителлы — О. В. Савчинской и мною.

Белемнителлы встречаются очень редко, при этом *Belemnitella langei* Schatsky найдена только в верхней части мергелей, вместе с *Dentalium* aff. *laticostatum* Reuss и отпечатками листьев дуба *Dryophyllum* cf. *subfalcatum* Lesq. (по определению В. А. Вахрамеева). Эта верхняя часть толщи кремнеземистых мергелей отличается повышенной песчанистостью, имеет мощность 20 м и по присутствию дентализиум выделяется в самостоятельный местный горизонт.

Н. П. Михайлов (1947, 1948, 1951) на основании фауны аммонитов относит всю толщу кремнеземистых мергелей, т. е. верхнюю часть мукронатовой зоны А. Д. Архангельского, к маастрихту.

Цвет кремнеземистых мергелей светлосерый, до белого, в верхней части толщи зеленоватый от примеси глауконита. Эти мергели тверже и более стойки к выветриванию, чем глинистые, и поэтому некоторые их разности употребляются в качестве стенового камня. Органические остатки в них

встречаются довольно часто. Губки находятся большей частью в форме железистых отпечатков.

В низах мергелей имеется тонкий прослоек кварцево-глауконитового песка с мелкими шероховатыми фосфоритными конкрециями черного цвета.

В нижней 40-метровой части толщи кремнеземистых мергелей содержится 60—70% $CaCO_3$ (см. фиг. 63), а в верхней части содержание ее уменьшается до 40—30%. Химический состав их представлен в табл. 70.

Таблица 70

Химический состав кремнеземистых мергелей с р. Крынки (в %)

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
1	55,32	4,30	1,37	18,88	0,88	0,05	18,80	99,60	33,61	9,75
2	35,13	1,08	1,17	35,18	0,42	0,08	26,90	97,96	62,61	15,60
3	28,99	3,21	1,10	35,74	0,67	0,06	30,22	99,99	64,33	6,74
4	24,25	1,73	1,43	38,98	0,73	0,07	32,60	99,79	70,16	7,67
5	19,36	2,46	0,50	38,90	0,65	0,10	36,70	99,67	60,25	6,65
6	13,15	1,71	0,67	44,18	0,36	0,10	39,94	100,11	78,66	5,52

Анализы 3 и 4 приведены по данным Б. Ф. Мефферта (1924), остальные — по данным А. Слоним. Три первых анализа таблицы соответствуют верхней части мергелей, три последних — нижней. Как видно из этой таблицы, кремнеземистые мергели отличаются от глинистых сравнительно высоким содержанием SiO_2, меньшей карбонатностью и высоким силикатным модулем. Б. Ф. Мефферт считал их выветрелыми разностями глинистых мергелей. Однако мергели в зоне выветривания сохраняют такой же силикатный модуль, как и на глубине, что находится в противоречии с мнением Б. Ф. Мефферта.

Кроме того, в природе неизвестен такой тип выветривания, чтобы железо и алюминий выщелачивались, а кальцит и опал оставались на месте.

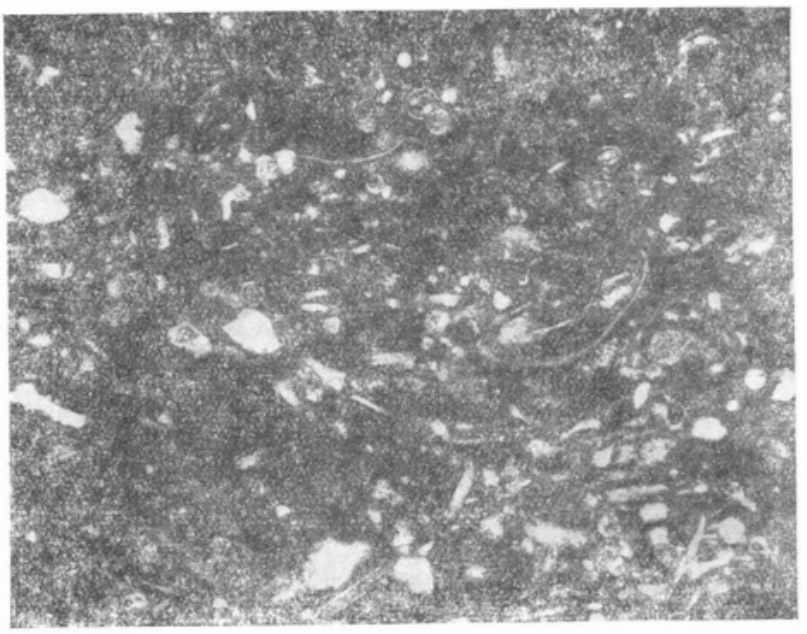
Состав форменных компонентов мергеля следующий: фораминиферы (5%), кокколиты (25%), прочие известковые организмы — остракоды двустворки, плеченогие и иглокожие (6%), порошковатый кальцит (23%), вторичный кальцит в раковинах фораминифер (3%), зерна кварца (4%), глауконит (1—2%), халцедон (2%), морденит (1%), опал (20%), опаловые спикулы губок (1—3%), глинистое вещество (около 6%). Средний диаметр зерен кварца 0,1 мм. Изредка встречаются неправильные фосфатные зерна, шаровидные радиолярии и кальцитовые спикулы губок. Раковины фораминифер выполнены опалом или вторичным кальцитом. Кроме того в мергеле имеется большое количество отпечатков одно-, четырех- и шестилучевых спикул губок (фиг. 69), а также ходы илоядных животных.

В низах мергелей встречаются серые кремни и слегкосерые полуокремнелые участки, переходящие без резкой границы в окружающий мергель. Кремни состоят из кварцево-халцедоновой микрозернистой массы, в которой лишь изредка можно заметить опаловые ядра фораминифер плохой сохранности и следы спикул губок.

В переходной массе серого кремня в полуокремнелый мергель количество видимых органических остатков резко возрастает. В основном такой переходный или полуокремнелый мергель сложен спикулами губок. Но и здесь сохранились не сами спикулы, а их псевдоморфозы — почти все спикулы растворены, а образовавшиеся поры выполнены халцедоном.

Канал спикул иногда заполнен опалом или глауконитом и не всегда лежит в центре их, а иногда бывает смещен. Все спикулы лежат в беспорядке. Полости раковин фораминифер заполнены опалом, а их скелеты большею частью замещены кварцем или халцедоном. Кроме того, опал и отчасти кварц или халцедон цементируют форменные элементы. Содержание фораминифер, кварца и глауконита в полуокремнелом мергеле то же, что и в окружающей породе.

Кремнеземистые мергели с денталиум и отпечатками листьев дуба ничем существенно не отличаются от подстилающих их мергелей. Кверху они постепенно обогащаются песком, так что количество зерен кварца



Фиг. 69. Микрофотография шлифа кампанского кремнеземистого мергеля. Река Крынка. Ув. 46, без анализатора

и полевых шпатов в них достигает 10%, а глауконита — 3%. Средний диаметр зерен терригенных минералов 0,12 мм.

Породы зоны *Belemnitella langei* S c h a t s k y представлены глауконитовым мергелем, который вверх переходит в кварцево-глауконитовый песок. Мергель состоит из фораминифер (5%), кварца (6%), глауконита (15—20%) и цементирующей их глинисто-карбонатной массы. Диаметр зерен кварца 0,13 мм, глауконита 0,15 мм. Глауконит — желтовато-зеленый и светлозеленый, однородный, почковидный. Спикулы губок тонкие и толстые, почти все растворены. Полости некоторых раковин фораминифер заполнены опалом.

В песках возрастает количество зерен кварца и глауконита, наряду с этим увеличивается их диаметр.

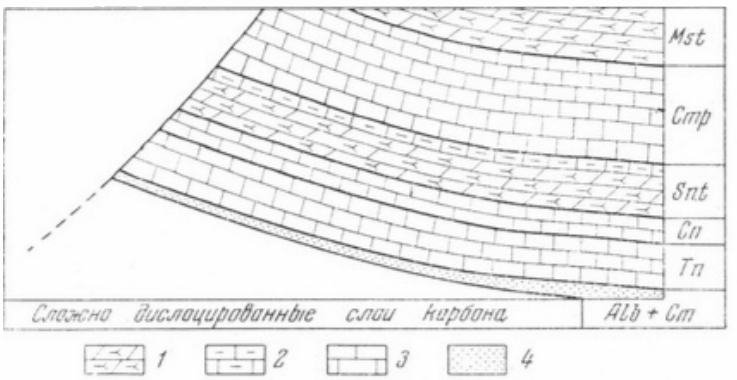
В восточном направлении, по рекам Миус и Туалов, кампанские породы, по данным Б. Ф. Мефферта, не претерпевают заметных фациальных изменений.

Г. Условия образования осадков

Кампанские осадки у устья р. Судости лежат на размытой поверхности сантона. На северо-западной окраине Донбасса кампан залегает согласно на сантоне. В районе Лисичанска карбон надвинут на меловые

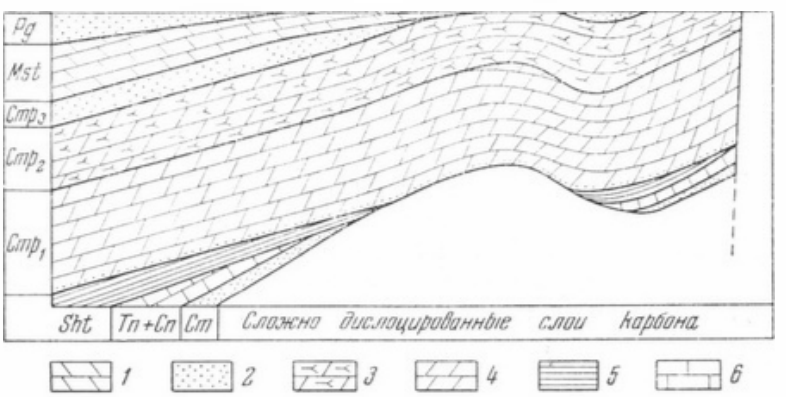
слои (фиг. 70). По направлению Ворошиловград—Краснодон кампан лежит трансгрессивно на сантоне, переходя на коньяк, турон и даже на карбон. Не менее резкие поднятия происходили на юго-западной окраине Донбасса, где кампан также лежит на размытой поверхности сантона, коньяка, турона, сеномана и карбона (фиг. 71).

Во всех случаях трансгрессивного залегания кампана в его основании встречаются гальки, преимущественно фосфоритные, шероховатые



Фиг. 70. Схема залегания меловых отложений в районе Лисичанска:

конкреции фосфоритов, а также пески или примесь песчаного материала к другим породам. Довольно мощные пески основания кампана накопились в верховьях р. Псел. К северо-западу отсюда они в виде небольшого



Фиг. 71. Схема залегания меловых отложений на р. Крынке:
1 — трепелы; *2* — пески; *3* — мергели кремнеземистые; *4* — мергели глинистые; *5* — глины; *6* — мел пишущий

прослоя прослеживаются до р. Судости (см. фиг. 56). По направлению к осевой части впадины эти пески становятся все более известковистыми и глинистыми, а далее довольно быстро сменяются глинистым и затем — чистым пишущим мелом. Сопровождающие их фосфориты становятся в этом направлении все более известковистыми, встречаются в глинистом мелу, но в чистом мелу исчезают.

Возможно, что к кампану относится 30-метровая толща песков в г. Городне Черниговской обл. Эти факты показывают, что в конце сан-

тона или в начале кампана Днепровско-Донецкая впадина поднялась настолько, что окраинные ее части попали в сферу действия волн, а местами даже выступили над уровнем моря и были сильно размыты. Затем произошло опускание, и в течение почти всего кампанского века отлагались тонкие известковые илы, превратившиеся в мел и мергели.

Чрезвычайно тонкое сложение и большая чистота мела в Днепровско-Донецкой впадине западнее линии Богучар—Ворошиловград указывают, что береговая линия кампанского моря отстояла весьма далеко от современных границ распространения его осадков.

По окраинам Донбасса — в Лисичанском районе, на р. Луганн и на р. Крынке — нижний кампан представлен однородной толщей, сложенной пишущим мелом и тонкими мергелями (фиг. 34, 53, 56 и 63). По мере приближения этой толщи к выходам карбона, она не испытывает заметных изменений ни в отношении своей мощности, ни в отношении состава и характера пород (фиг. 70 и 71). Контакт ее с карбоном часто тектонический — либо в виде сброса, либо в виде надвига, а местами — в форме крутой флексуры. Большой надвиг карбона на мел известен на северной окраине Донбасса.

Эти факты позволяют считать, что нижнекампанские слои отлагались на глубинах больше 150—200 м, что в нижнекампанское время на месте Донбасса и Приазовского кристаллического массива суши не было, а Донбасс в то время составлял часть Днепровско-Донецкой впадины. В конце мелового периода он был приподнят и в настоящее время имеет вид горста, возвышающегося среди меловых отложений.

Украинский кристаллический массив, судя по распространению пишущего мела в Полтавской, Киевской и Черниговской обл., также большею частью был погружен ниже уровня моря. После кампана, скорее даже после маастрихта, он был приподнят в виде горста, и контакт меловых отложений с докембрием большею частью имеет вид пологой флексуры, а на севере массива, у с. Глушковичи, мел, по данным А. А. Маккавеева (1946), прислонен к докембрию по сбросу. С. И. Субботин (1948) полагает, что Пинский прогиб имеет форму седловины, через которую связана Львовская мульда с Днепровско-Донецкой впадиной. В. Я. Клименко (1950) представляет Днепровско-Донецкую впадину как часть Русской платформы, у которой докембрийский фундамент рассечен сложными ступенчатыми сбросами и опустился на глубину 4—5 км. Он изображает на каждом борту впадины по три линии разломов.

В течение среднего и верхнего кампана происходило обмеление моря в Донбассе. Уже в низах кремнеземистых мергелей р. Крынки встречаются небольшие линзочки тонкозернистого кварцево-глауконитового песка с шероховатыми конкрециями фосфоритов. В самих кремнеземистых мергелях количество и размер зерен кварца, по сравнению с нижним кампаном, возрастают. Однако отсутствие каких-либо следов окатанности органических остатков или нарушения их естественного положения указывают на то, что глубина моря была еще довольно большой — 100—200 м. Она сохранилась такой и в то время, когда с близлежащих островов заносились листья дуба. Вместе с этими листьями встречается дентализм, который, как известно, боится света и обитает преимущественно на глубине больше 180 м.

В век *Belemnitella langei* Schatsky количество песчаного материала в мергелях начинает сильно возрастать и они вверх постепенно переходят в известковистые пески. Одновременно появляются толстостворчатые устрицы. Все это указывает на обмеление моря. Отсутствие галек, окатанных органических обломков и донных водорослей позволяет считать, что глубина моря была 100 м или немного больше.

Аналогично события протекали и на северной окраине Донбасса. Здесь в кремнеземистых мергелях, по сравнению с подстилающими их глинистыми мергелями, также наблюдается хотя и небольшое, но вполне определенное увеличение количества и размеров кварцевых и глауконитовых зерен. Резкий переход мергелей в пески происходит в век *Belemnitella langei* Schatsky. Начало этого века ознаменовалось размывом подстилающих пород и образованием редко рассеянных фосфоритных желваков и отложением песков. Такие же пески продолжают отлагаться и в начале маастрихта. В них рассеяны остатки донных известковых водорослей и слоды сверлящих организмов, которые тоже обычно относят к водорослям. Присутствие водорослей вполне определенно указывает на глубины меньше 200 м, скорее всего — 50—100 м.

Пески верхнего кампана описаны Н. С. Шатским (1924) на р. Луганчике. Здесь под песками залегает мощная толща мукронатовых кремнеземистых мергелей. Такие же мергели имеются и у с. Церковного.

Севернее балки Точильной верхнекампанские пески размыты, и до самого Ворошиловграда снова прослеживаются кремнеземистые мукронатовые мергели. Они изображены Н. С. Шатским (1924, стр. 101) как фациальные переходы верхнекампанских песков в песчаные и глауконитовые мергели и далее — в мелоподобные породы.

В действительности, верхнекампанские пески и сильно песчанистые мергели сохранились в депрессии у с. Церковного и по балке Точильной, а севернее, на протяжении около 10 км, они размыты и далее снова появляются на границе выходов между кампаном и маастрихтом. Но здесь они уже более тонкие и более известковистые. Фациальный переход песков балки Точильной в мергели совершается к северу с перерывом в пространстве и более постепенно, чем изображено у Н. С. Шатского.

Вся толща кампанских пород по направлению от Ворошиловграда на Лисичанск становится более известковой и менее песчанистой (фиг. 34 и 53). Следовательно, границы фаций кампана идут не параллельно донецкому простиранию, как показано у Н. С. Шатского, а пересекают его (фиг. 56).

Сравнивая движения земной коры, происходившие в течение кампана на северной и южной окраинах Днепровско-Донецкой впадины, не трудно видеть, что они имели обратное направление. В начале кампана в верховьях Псла и севернее происходили поднятия, сопровождавшиеся накоплением песков. В это же время в Донбассе, после кратковременного поднятия, осаждались тонкие известковые и известково-глинистые илы, т. е. имело место значительное опускание. Во второй половине кампанского века в Донбассе начинаются поднятия, которые достигают максимума в век *Belemnitella langei* Schatsky, сопровождаясь накоплением песков с остатками рифовых водорослей. В это же время на северной окраине Днепровско-Донецкой впадины отлагался чистый пишущий мел, явно свидетельствующий о погружении здесь земной коры.

8. МААСТРИХТСКИЙ ЯРУС

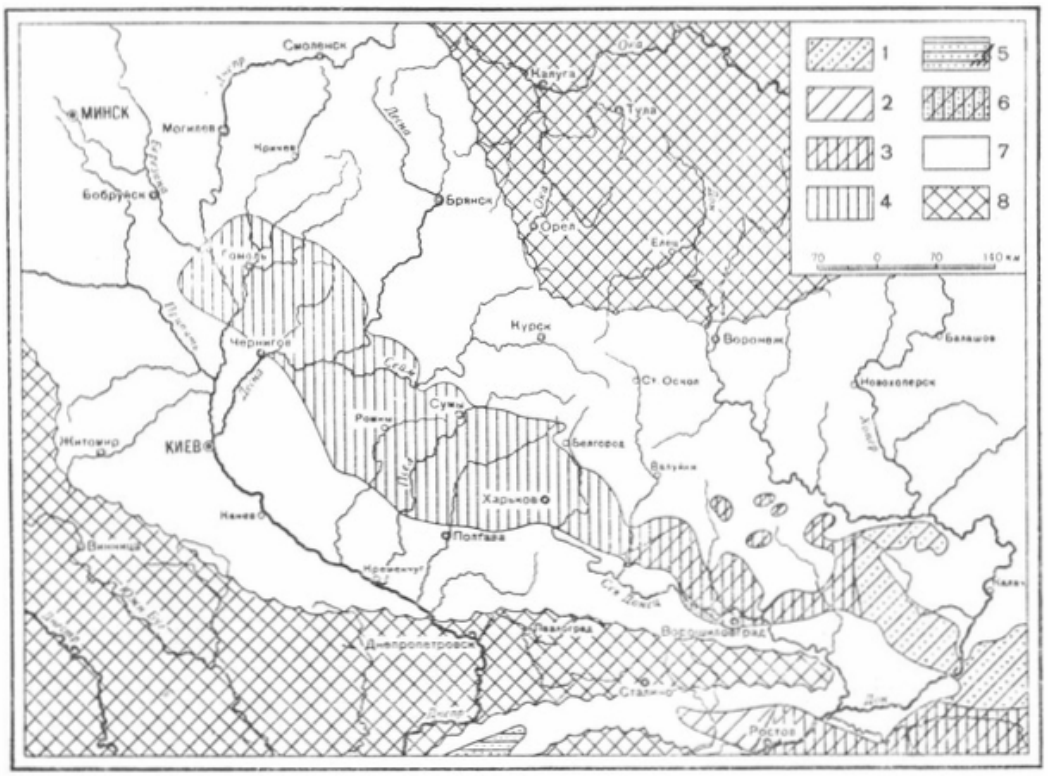
А. Центральная часть впадины

Распространение отложений маастрихтского яруса показано на фиг. 72. Маастрихтские отложения сохранились преимущественно в осевой части Днепровско-Донецкой впадины.

В западной и северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины маастрихт представлен белым пишущим мелом и мелоподобными мергелями. Так, на р. Десне, по данным Ю. И. Фрейвальда (1930), мел из с. Буженки содержит 96,61% $CaCO_3$, из с. Разлеты — 93,22% $CaCO_3$, на пра-

вом берегу Десны, между Мезиной и Псаревкой, 94,74—95,87% $CaCO_3$ и у с. Псаревки — 96,94—97,63% $CaCO_3$. Местами мел совсем рыхлый и имеет мергелеподобный характер, например, у дер. Мезиной и в ближайших окрестностях дер. Игнатовки.

П. Я. Армашевский (1883, стр. 92) приводит следующий анализ мергеля из с. Радичева (10 км севернее Буженки на Десне): не растворимого в уксусной кислоте остатка 60,0%, CaO — 22,34%, MgO — следы, CO_2 — 17,55%. Отсюда расчетно определен $CaCO_3$ — 39,76%. Судя по низкому содержанию $CaCO_3$, этот мергель не типичен для кампана.



Фиг. 72. Схема распространения маастрихтских отложений

1 — [illegible]; 2 — [illegible]; 3 — [illegible]; 4 — мел; 5 — [illegible]; 6 — [illegible]; 7 — [illegible]; 8 — сумы.

В Путивле, Сумах, Ромнах и Белгороде маастрихт, по различным анализам, также представлен пишущим мелом. Так, в 3—4 км северо-западнее г. Сумы, у с. Лука, известен мел с содержанием 97—99% $CaCO_3$, а еще далее, в 3—5 км на северо-запад, в мелу определено 94—97% $CaCO_3$.

В перекоповской скважине близ Ромны маастрихт представлен толщей пишущего мела мощностью 165 м (фиг. 57). В низах этой толщи найден микрослоистый глинистый мел или мелоподобный мергель с линзочками пирита. Этот мел состоит из порошковатого кальцита, среди которого изредка встречаются кокколиты и призмочки морденита.

В проявленном образце мела отчетливо видно чередование чрезвычайно тонких, едва видимых простым глазом темных и светлых слоечков. Мощность их весьма различная и варьирует от 0,03 до 0,4 мм. В имеющемся у меня небольшом кусочке керна на 1 см в среднем приходится около 12 пар слоечков. При сравнении их с черноморскими (Архангель-

ский и Страхов, 1938) или другими микрослоистыми осадками напрашивается заключение, что темные и светлые слоечки и здесь отражают смену летнего и зимнего сезонов. В таком случае одна пара слоечков соответствует одному году, следовательно, слой мела, мощностью 1 см, накопился в течение 120 лет.

Отсутствие в микрослоистом мелу следов илоядных животных указывает на то, что придонные воды маастрихтского моря в районе дер. Перекоповки были заражены сероводородом. Это заключение согласуется и с геологическими данными. Во-первых, район Перекоповки представляет собою наиболее глубокий участок залегания мела во всей Днепровско-Донецкой впадине и, во-вторых, в результате поднятий Донбасса маастрихтский бассейн мог быть отделен подводным барьером, или барьерами от открытого моря.

Микрослоистые осадки и связанное с ними сероводородное заражение даже в Перекоповке представляло лишь небольшой эпизод. Вышележащая толща маастрихтского мела содержит донные фораминиферы и обломки раковин иноцерамов.

Лянцеолятовый мел в Белгороде содержит 98% $CaCO_3$ и 0,13% Fe_2O_3. В его состав входят фораминиферы (2%), кокколиты (56%), порошковатый кальцит (40%), призмочки морденита (0,5%), глинистое вещество (1%) и в очень малом количестве зерна кварца, зеленого глауконита, листочки мусковита. Диаметр зерен кварца 0,03 мм, глауконита 0,05 мм. Призмочки морденита — более длинные, чем в подстилающем кампанском мелу. Значительная часть порошковатого кальцита состоит из зерныше 2—5 μ в поперечнике.

Вероятно, к маастрихту относится мел, известный в 18 км северо-восточнее г. Харькова, у с. Русские Тишки. В этом мелу определено 96,3% $CaCO_3$. Значительная толща кампанского мела известна в самом Харькове (см. фиг. 57).

К юго-востоку от Харькова маастрихтский мел постепенно переходит в мергели и у Нового Айдара, по данным П. А. Земятченского (1900), так называемый «окремнелый мел» имеет следующий состав (в %):

Нерастворимый остаток	R_2O_3	CaO	MgO	$CO_2 + H_2O$	Сумма	$CaCO_3$
29,69	1,09	36,86	0,54	31,37	99,54	65,61

Эта порода точнее может быть названа кремнеземистым мергелем. Она широко распространена по рекам Красная, Боровая, Айдар и по Северному Донцу юго-восточнее Лисичанска (см. фиг. 34 и 53).

Наиболее полные разрезы маастрихта известны у сел. Ефремовка-Степановки, Россыпного и слоб. Криворожье; мощность их до 52 м, включая и зону белемнителлы линеи. По данным Н. С. Морозова (1952), на севере района маастрихт выражен мелоподобными мергелями, к югу он переходит в известковистые глины и песчаники, а восточнее рек Калитвы и Большой — в пески.

В самом верху мергели становятся песчанистыми и переходят в кварцевые пески с глауконитом и мордснитом. Пески сохранились у южной окраины слоб. Кабаньей, что севернее с. Кременное на р. Красной, а также у с. Крымского. Сильно песчанистые мергели известны в окрестностях слоб. Мелопатки, у слоб. Юрьевки на р. Жеребец и у хут. Булгаковки

на р. Боровик. Химический состав песков и мергелей из Славяносербского района, по данным О. С. Конончук, представлен в табл. 71.

Таблица 71

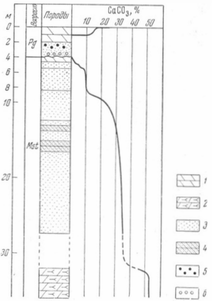
Химический состав маастрихтских пород из Славяносербского района (в %)

Порода	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Потеря при прок.	Сумма	$CaCO_3$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
Песок . . .	55,76	4,12	18,08	12,20	1,95	8,60	100,25	21,72	3,24
Мергель . .	32,84	2,43	4,17	30,70	0,85	26,20	97,19	54,65	5,00

Кроме того, в песках определено 4,24% K_2O; 0,06% Na_2O и 0,24% P_2O_5.

В образце мергеля из с. Крымского определено 52,35% $CaCO_3$. В состав этого мергеля входят фораминиферы (6%), кокколиты (3%), порошковатый кальцит (41%), в том числе много кристалликов размером 2—5 μ, кварц (6%), глауконит (3%), глинисто-опаловое вещество (40%). Средний диаметр зерен кварца 0,07 мм, глауконита — 0,10 мм. Раковины фораминифер частью пустые, частью выполнены опалом. В мергеле имеется большое количество отпечатков спикул губок.

Содержание $CaCO_3$ в песках с. Крымского показано на фиг. 73.



Фиг. 73. Геологическая колонка и диаграмма содержания $CaCO_3$ в песках у с. Крымского на р. Донце:

[illegible] — пе- [illegible] типа потока; 5 — фосфориты; 6 — гальки кремневые

Как видно, количество $CaCO_3$ снизу вверх уменьшается, в то же время диаметр зерен кварца увеличивается от 0,2 до 0,4 мм. Процент глауконита варьирует от 10% в низу толщи до 5% в верху ее. Количество зерен кварца чаще всего составляет 60%, полевых шпатов 4—5%, кокколитов 2,3%, фораминифер 3—4%, прочих известковых организмов 1—3%, порошковатого кальцита 10—20%. Среди последнего присутствует много зернышек или кристалликов размером 2—6 μ. В шлифах видно, что подобные кристаллики вместе с морденитом образуют щетки на стенках пор песка или в раковинах фораминифер. Кроме того, в песке в незначительном количестве содержатся листочки слюд, призмочки морденита, фосфатизованные копролиты (червей ?), гидроокиси железа, глинисто-опаловое вещество и опаловые спикулы губок. Часть опала находится в форме

ядер форминифер. Некоторые обломки раковин двустворок, плеченогих, скелетов иглокожих и мшанок и ростры белемнителл источены «сверлящими водорослями».

Пески перемешаны илоедными или песчоядными животными, следы которых сохранились в виде ризолитов разнообразной формы и размеров. Ризолиты состоят из глинисто-известковой массы с большой или меньшей примесью песка. Вероятно, не все ризолиты животного происхождения.

Интересной особенностью песков у с. Крымского является слоистость типа потока. Падение прослойков в песках к востоку и юго-востоку под углом 20—30° указывает на существовавшее в этом направлении течение.

Фауна в песках встречается довольно часто, местами в изобилии. Наиболее распространенная форма — *Terebratula carnea* Sow., за ней следуют различные пектены, устрицы, белемнителлы и морские ежи. Остатки последних сохранились в виде игл. Створки раковин моллюсков лежат беспорядочно, вверх и вниз выпуклой стороной, чаще наклонно вверх или вниз макушками.

В песках залегают грубопористые каравки рыхлых известковистых песчаников, обычно изобилующих ходами илоедов. В таких песчаниках из верхней части песков часто встречаются крупные *Nodosaria paupercula* Reuss (по определению С. Д. Ромасько). Эти песчаники сцементированы кальцитовым и опалово-халцедоновым цементом с корочками из иголочек люссатита, усажинающих стенки микроскопических пор.

Б. Бассейн р. Лугани

В химико-петрографическом отношении маастрихтские отложения бассейна р. Лугани изучены в четырех местах: в районе балки Конопляники (17 км южнее Ворошиловграда), у с. Александровки (10 км на запад-северо-запад от Ворошиловграда), в Ворошиловграде и у с. Красный Яр (20 км северо-восточнее Ворошиловграда).

В районе балки Конопляники имеются слои, переходные от кампана к маастрихту. Содержание $CaCO_3$ в них показано на фиг. 74. Этот участок представляет очень большой интерес. Здесь изучены кварцево-глауконитовые известковистые пески, богатые остатками донных известковых водорослей и обломками ракуши. Содержание форменных компонентов в этих слоях приведено в табл. 72.

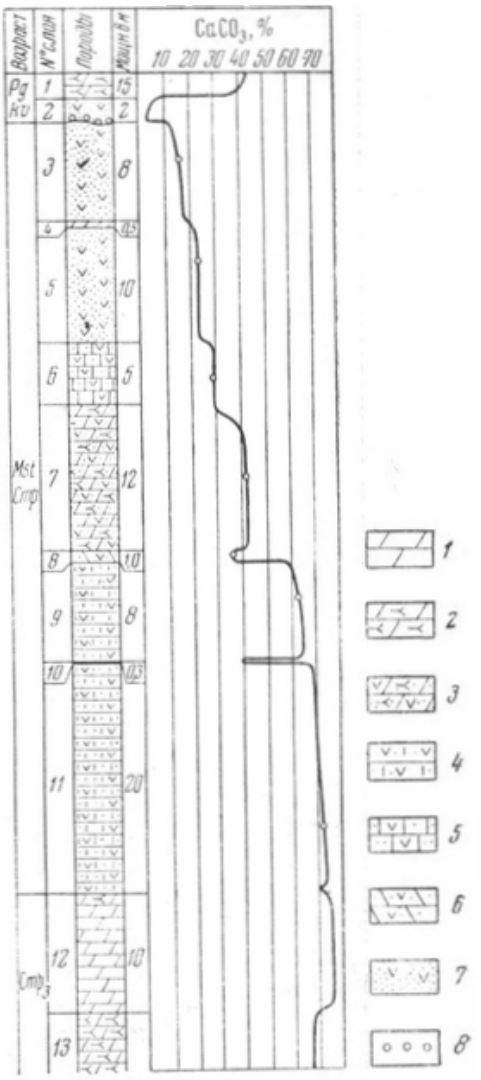
Таблица 72

Содержание форменных компонентов в переходной кампан-маастрихтской толще из района балки Конопляники Ворошиловградского района (в %)

Часть толщи	Фораминиферы	Конколиты	Прочие известковые организмы	Порошковатый кальцит	Кварц и полевой шпат	Глауконит	Халцедон	Глина и опал
Верхняя	4	1	9	3	70	9	—	4
Средняя	7	2	24	10	30	8	4	15
Нижняя	10	2	40	21	18	3	—	6

Среди форминифер присутствуют песчанисто-кальцитовые формы, а также крупные боченковидные форминиферы, которые в мергельно-меловых породах не встречаются. Конколиты очень редки, только в слоях их количество достигает 7%, при этом вместе с ними наблюдалось много рабдолитов.

Прочие известковые организмы довольно разнообразны. В нижней части толщи среди них преобладают окатанные обломки двустворок, иглокожих, реже встречаются мшанки, плеченогие и водоросли из группы *Amphiroa*. Последние приобретают большое развитие в средней части толщи, где в слое № 7 их содержание достигает 30% (фиг. 75), а небольшие участки породы они слагают целиком. В верху толщи остатки *Amphiroa* опять уступают свое место окатанным обломкам двустворок и плеченогих, а еще выше—кварцевому песку с зернами глауконита и фосфоритов (фиг. 76). Во всей толще встречаются известковые песчинки, сильно источенные сверлящими водорослями (фиг. 77).



Фиг. 74. Геологическая колонка и диаграмма содержания $CaCO_3$ в переходных кампанско-маастрихтских слоях района балки Коноплянки:

1 — мергель глинистый; *2* — мергель кремнеземистый; *3* — мергель кремнеземистый глауконитово-песчанистый; *4* — мергель глауконитово-песчанистый; *5* — песчаник карбонатный; *6* — опока глауконитово-песчанистая; *7* — песок кварцевый с глауконитом; *8* — галька

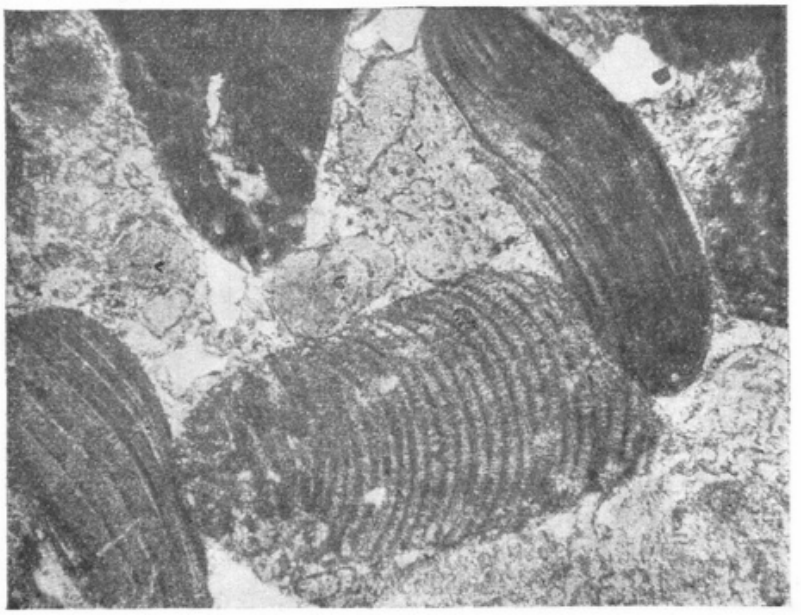
Порошковатый кальцит большей частью состоит из сравнительно крупных частиц, размером от 2 до 20 μ. Некоторые из них представляют собой хорошо образованные кристаллики кальцита. В шлифах видно, что значительную часть кальцитового цемента образуют щетки кристаллов, выделившиеся в микроскопических порах породы и местами разросшиеся до слияния в одно целое. В слоях 7 и 8 цемент большею частью представляет собой нерасчленимую сплошную кальцитово-глинистую массу.

Вместе с кварцем подсчитаны и полевые шпаты. Количество последних составляет приблизительно 10% от содержания кварца. Все они представляют собой выветрелые обломочные зерна, обычно слабо окатанные и плохо отсортированные, по составу это большею частью плагиоклазы. Средний диаметр зерен кварца в низу толщи 0,10—0,15 мм, в средней ее части 0,2 мм, в верхней части 0,2—0,3 мм.

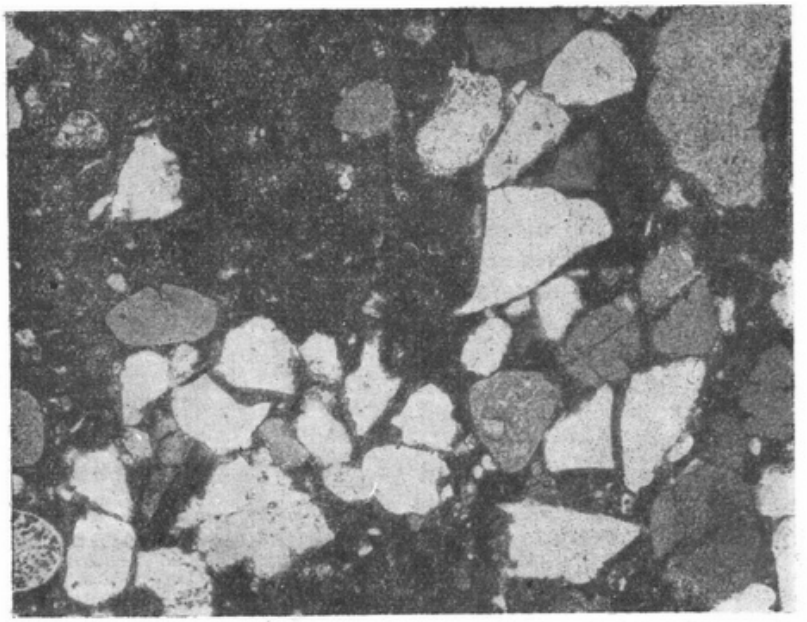
Глауконит находится преимущественно в виде зерен; форма их неправильная, в шлифе – лапчатая, цвет — зеленый. Небольшое количество глауконита заполняет некоторые раковины фораминифер или каналы спикул губок.

Халцедон встречается спорадически в уплотненных участках или в конкрециях. Он главным образом выполняет поры от растворившихся спикул губок или другие пустоты в породе и реже в той или иной степени замещает обломки известковых организмов. Опал выполняет раковины многих фораминифер, слагает спикулы губок, но главным образом вместе с глинисто-карбонатной массой принимает участие в образовании цемента породы.

Фосфатные зерна представляют собой округлые образования коричневого цвета диаметром 0,3—0,4 мм, по всей вероятности, это фосфатизо-



Фиг. 75. Микрофотография шлифа песчаника с остатками известковой водоросли *Amphiroa*. Кампанско-маастрихтские слои района балки Конопляники. Ув. 46, без анализатора

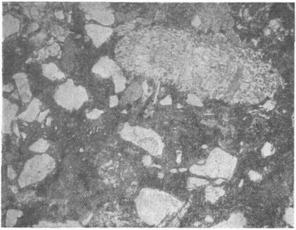


Фиг. 76. Микрофотография шлифа глауконитово-кварцевого песчаника с мергельным цементом. Кампанско-маастрихтские слои района балки Конопляники. Ув. 46, без анализатора

ванные копролиты. Они редко рассеяны во всей толще. Гидроокиси железа окрашивают породу в бурый цвет. В средней и верхней частях толщ

встречаются линзочки, обогащенные гидроокисями железа, образующие местами жеодистые железняки. В шлифах этих пород наблюдаются псевдоморфозы гидроокисей железа по ромбоэдрам, принадлежавшим, вероятно, сидериту.

У с. Александровки средняя и верхняя части маастрихтских мергелей содержат 50—70% $CaCO_3$, составляя в среднем 59,4% $CaCO_3$. Это среднее относится к слоям, составляющим суммарную мощность 26 м.



Фиг. 77. Микрофотография шлифа песчаника; крупный окатанный обломок иглокожего сильно источен сверлящими водорослями. Кампанско-маастрихтские слои района балки Бобоплянки. Ув. 46, без анализатора

В мергелях Красного Яра и Ворошиловграда содержание $CaCO_3$ варьирует в широких пределах — от 30 до 72% (фиг. 78). Определенного различия в карбонатности маастрихтских пород Александровки, Красного Яра и Ворошиловграда не наблюдается, хотя эти пункты расположены в вершинах треугольника со сторонами длиной от 6 до 15 км. Существенные изменения в составе пород происходят лишь по вертикали колонки.

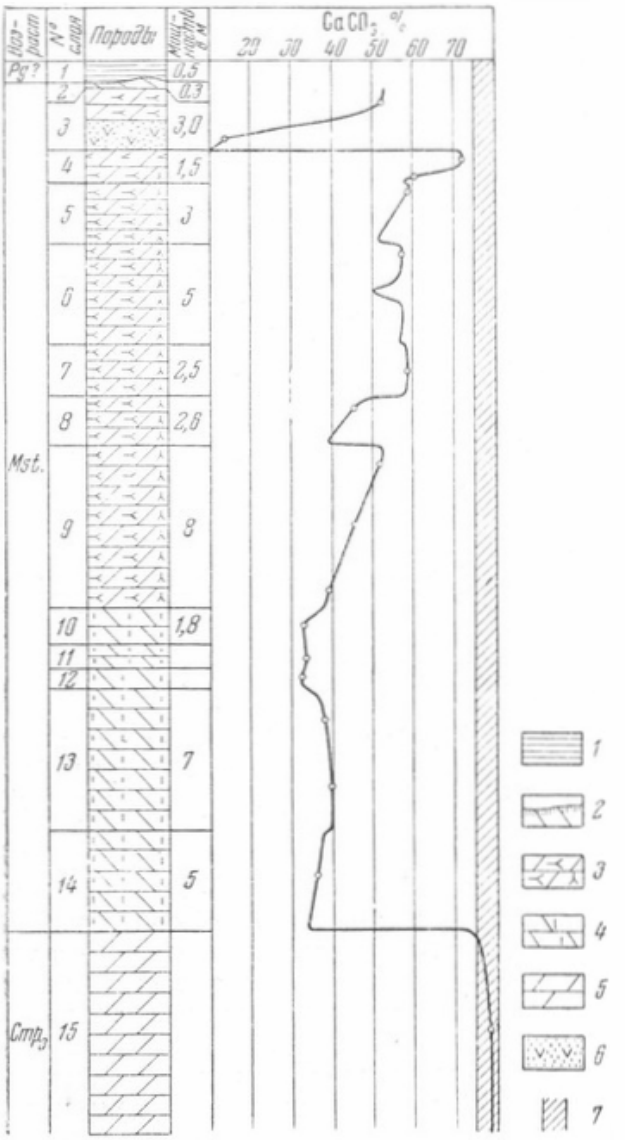
Содержание форменных компонентов в маастрихтских мергелях и в покрывающих их песках из Красного Яра приведено в табл. 73.

Таблица 73

Содержание форменных компонентов в маастрихтских мергелях и песках из Красного Яра (в %)

Порода	$CaCO_3$	Фораминиферы	Кокколиты	Призмы иноцерамов	[illegible] кальцит	Кварц	Глауконит	Опал и глина
Песок	13,9	9	4	[illegible]	4	60	[illegible]	[illegible]
Мергель	57,2	4	40	3	7	2,5	0,5	40

Количество форминифер в различных слоях мергелей варьирует от 3 до 10%. Содержание кокколитов также неодинаково, нередко они находятся в равных соотношениях с порошковатым кальцитом. В составе последнего много частиц размером 2—1 μ, некоторые из них имеют ясные



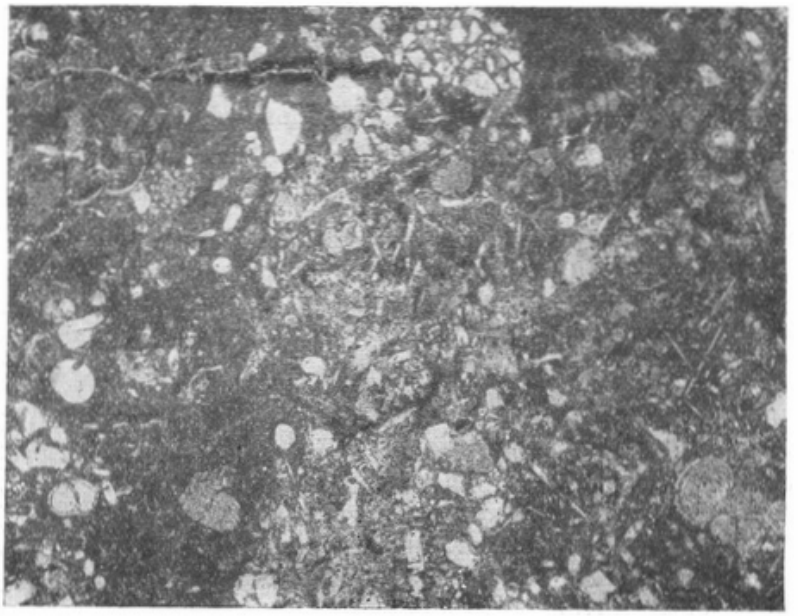
Фиг. 78. Геологическая колонка и диаграмма содержания $CaCO_3$ в маастрихтских мергелях Красного Яра на р. Донце:

1 — глина; 2 — [illegible]; 3 — мергель [illegible]; 4 — мергель известковистый; 5 — [illegible]; 6 — [illegible]; 7 — [illegible]

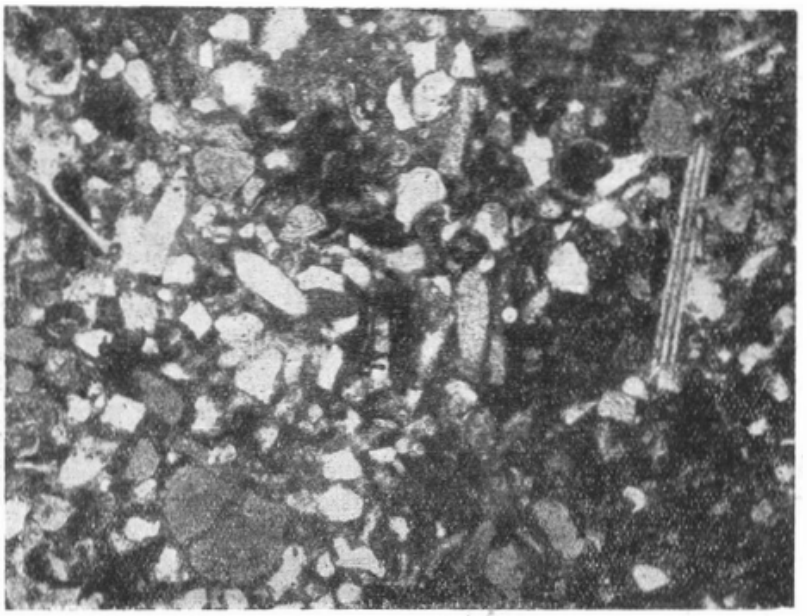
кристаллографические очертания. В шлифах наблюдалось выделение вторичного кальцита в раковинах форминифер.

В мергелях имеется большое количество отпечатков спикул губок, встречаются шаровидные радиолярии, скелеты которых обычно растворены и затем выполнены марказитом.

Средний диаметр зерен кварца в сильно известковом мергеле 0,03—0,05 мм, в слабо известковых мергелях 0,06—0,07 мм и в песках 0,15—0,20 мм. Опал слагает главную часть нерастворимого остатка мергелей



Фиг. 79. Микрофотография шлифа маастрихтского песчанистого мергеля. Река Лугань. Ув. 46, без анализатора



Фиг. 80. Микрофотография шлифа маастрихтского известковистого песчаника. Река Лугань. Ув. 46, без анализатора

и находится обычно в форме хлопьев и, реже, в виде идер форминифер. Вместе с ним встречается халцедон, выполняющий некоторые поры растворившихся спикул губок. Примочки морденита, как уже упоминалось,

выполняют поры от растворившихся скелетов радиолярий и, кроме того, рассеяны в основной массе мергеля.

Содержание форменных компонентов в песках и мергелях Ворошиловграда такое же, как и в породах Красного Яра. Небольшое различие состоит в том, что средний диаметр зерен кварца в мергелях Ворошиловграда 0,04—0,06 мм, т. е. немного больше, чем в Красном Яре.

Маастрихтский песчанистый мергель показан на микрофотографии фиг. 79.

В опалово-глинисто-карбонатной массе рассеяны зерна кварца, глауконита, известковые и песчанистые фораминиферы и отпечатки спикул губок. Полости раковин фораминифер выполнены основной массой или опалом.

Песчаник (фиг. 80), отличаясь присутствием значительного количества зерен кварца и глауконита и большими их размерами, также содержит раковины фораминифер и поры от растворившихся спикул губок. Кроме того, в нем чаще встречаются призмы иноцерамов.

В. Южная окраина Донбасса

В бассейне р. Крынки маастрихтские отложения залегают резко трансгрессивно на размытой поверхности кампана, сантона, коньяка и турона. Поверхность туронско-коньякского мела, подстилающего эти отложения, окрашена в желтый цвет, уплотнена и окремнела, источена сверлящими организмами и пронизана корневидными ходами, состоящими из желтых и серых пятнистых кремней.

Туронский мел покрыт слоем, состоящим из галек кварца, кремней и фосфоритов, заключенных в песчано-мергельную породу. Среди галек преобладают фосфориты. Последние имеют довольно разнообразное строение: 1) желтовато-серые глинистые, источенные и окатанные, 2) черные, мелкие, глинистые и слабо песчанистые, разной степени окатанности, 3) кроме того, имеются шероховатые фосфориты — серые или буровато-серые глинистые, источенные, обычно крупные и 4) светлосерые глинистые, слабо источенные.

На галечнике залегает светложелтый мягкий мергель с многочисленными отпечатками тонких (0,03 мм толщиной) спикул губок, большим количеством алевритовых кварцевых зерен (около 30%) и глауконита. В тонкой фракции мергеля много призмочек морденита и хлопьев опала. Содержание $CaCO_3$ в мергеле составляет 38—41%. Из органических остатков часто встречаются иглы морских ежей, обломки устриц и других двустворок.

Выше идут кварцево-глауконитовые известковистые пески и песчаники. Цементом последних служит опал, халцедон, кварц и кальцит. В песчаниках содержится много спикул губок, преимущественно в виде отпечатков или халцедоновых псевдоморфоз. Характерно для песков и песчаников присутствие крупных чечевицеобразных фораминифер. Форма зерен кварца, даже в среднезернистых песках, угловатая или слабо окатанная. Полевые шпаты редки.

Пески и песчаники вверх постепенно становятся все более тонкозернистыми и переходят в спонголиты или гезы с примесью мелких зерен кварца (4%), глауконита (2%) и известковых фораминифер (5—6%).

В кровле этих гезов или в подошве трепелов проходит слой весьма характерных кремней, названных подтрепельными. Цвет их — от желтого до зеленовато-серого, форма неправильная — караваи, глыбы или толстые корки. Своеобразна поверхность кремней — она напоминает растрескавшийся от высыхания гель с образованием округлых и полигональных отдельностей.

Такие трещины наблюдаются иногда и внутри глыб кремней.

В шлифах видно, что кремни состоят из микрозернистой массы кварца и халцедона с участками более крупных мозаичных агрегатов кварца. В этой массе кое-где можно различить следы окремнелых фораминифер и спикул губок, а также мелкие зерна обломочного кварца и листочки мусковита.

На подтрепельных кремнях лежит однообразная толща трепелов мощностью до 50 м. Химический состав ее, в округленных цифрах (по данным К. В. Андрющенко), приведен в табл. 74.

Таблица 74

Послойный химический состав толщи маастрихтских трепелов балки Круглик вблизи с. Кутейниково (в %)

№ слоя	Мощность в м	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Потери при прок.	Сумма	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
1	4,8	85,3	4,7	3,5	1,5	0,1	5,5	99,6	11,73
2	10,0	78,9	7,2	5,1	3,0	0,1	4,3	97,1	6,19
3	8,5	80,8	9,0	3,8	2,0	0,1	2,9	100,6	5,19
4	9,5	82,8	5,5	5,5	2,7	0,1	2,5	99,1	7,76
5	9,0	75,8	9,0	5,3	4,0	0,1	4,2	98,0	6,51
6	7,5	78,9	8,2	5,1	3,2	0,1	3,1	97,3	6,54
Средне-арифметическое из 52 анализов	—	81,4	6,8	4,3	2,1	3,4	5,0	99,4	7,31
Темносерая опока из толщи трепела	—	90,2	4,1	1,3	0,8	0,2	3,0	99,7	14,91

Слои 1—6 даны сверху вниз. В одном дополнительно определены SO_3 — 0,75% и TiO_2 — 0,22%. Кроме того, по другим анализам в этих трепелах определено соответственно: 0,5% — SO_3, 0,3% — TiO_2, 0,06% — P_2O_5 и 1% — K_2O.

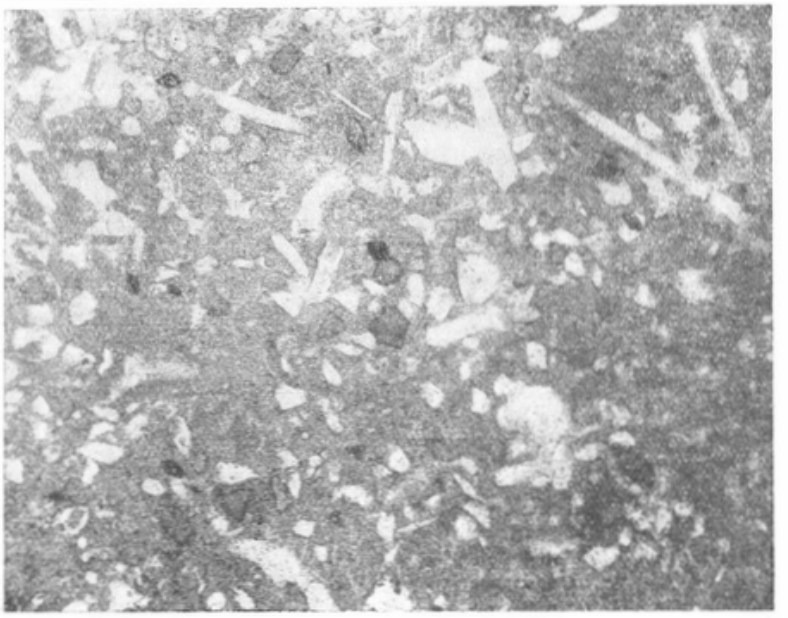
Местами под трепелом залегает светлый мергель с содержанием $CaCO_3$ 32%. В некоторых местах этот мергель отделяется от трепела плитой подтрепельных кремней или желтой известковистой глиной с кремнями, мощностью около 1 м.

Трепел состоит из опала с примесью зерен кварца (8%), глауконита (7%), глинистого вещества и гидроокисей железа (фиг. 81). Опал находится в виде округлых или угловатых частиц 1—3 μ в поперечнике. Средний диаметр зерен кварца и глауконита 0,06 мм. Глинистое вещество, судя по высокой поляризационной окраске и высокому показателю преломления, принадлежит гидрослюдам. В низах толщи трепела наблюдались караваи бурого железняка (окисленного сидерита), а также друзы кристалликов гипса и скопления голубоватого галлуазита, пропитывающего трепел или выполняющего поры от растворившихся раковин моллюсков.

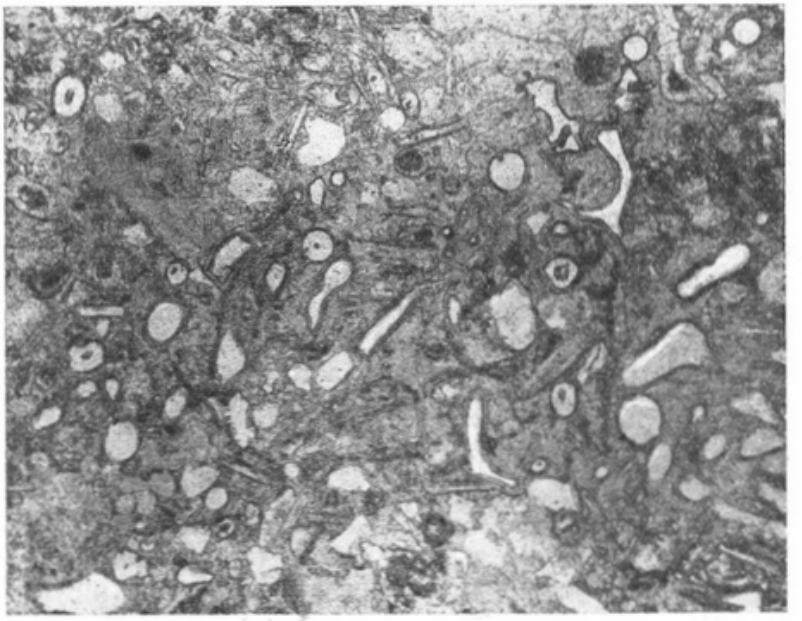
Из органических остатков в трепелах изобилуют спикулы губок, чаще всего в виде отпечатков (фиг. 81). В опоках и песчаниках или гезах полости от растворившихся спикул губок выполнены большею частью халцедоном (фиг. 82). В некоторых спикулах сначала был выполнен опалом их канал, затем спикулы были растворены, а образовавшиеся полости выполнены местами опалом, местами халцедоном (фиг. 83).

Остатки губок в трепелах распределены весьма неравномерно — они то переполняют породу, то встречаются совсем редко. Обычно наблюдаются разрозненные спикулы губок и реже — целые губки или их отпечатки, в единичных случаях — отпечатки и опаловые ядра фораминифер. В нижних слоях трепельной толщи отпечатки фораминифер довольно часты.

Трепелы изрыты ходами разнообразных илоядов (фиг. 84). Очевидно, что илоеды и разрушили первоначальную микрослоистость трепела.



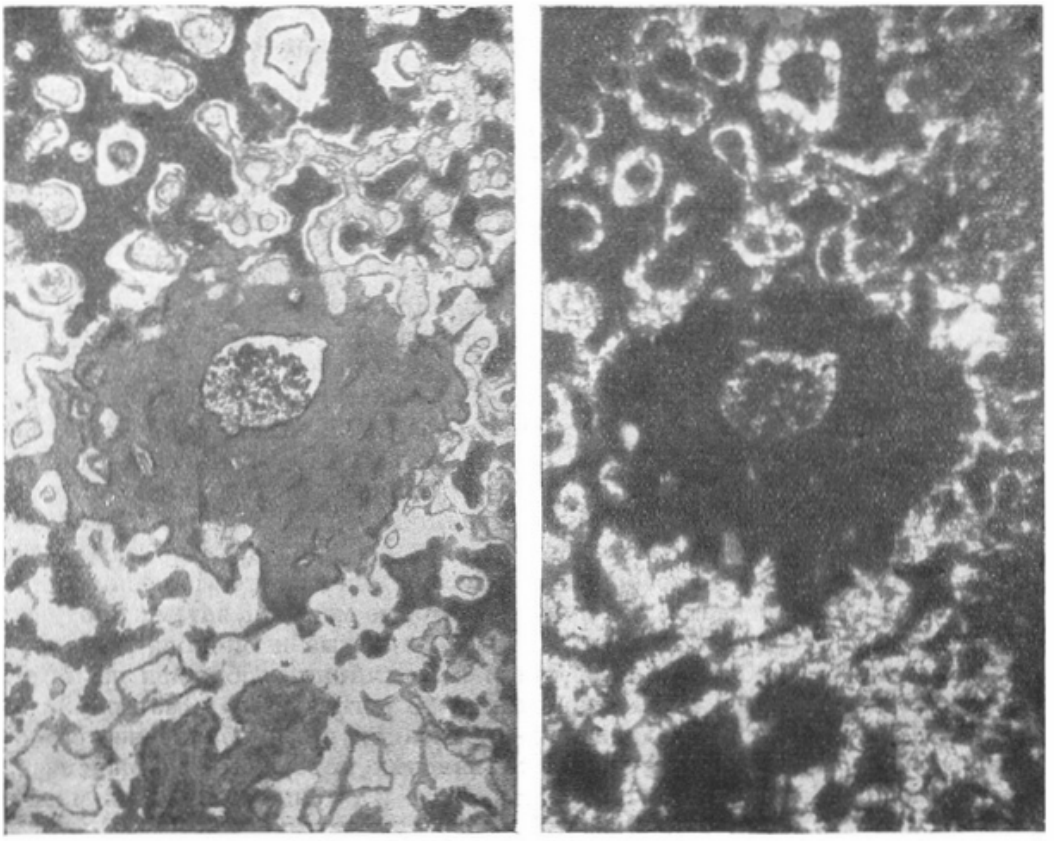
Фиг. 81. Микрофотография шлифа трепела из с. Кутейниково. Видны зерна кварца, глауконита и удлиненные пустоты от растворившихся спикул губок; основная масса — опал. Ув. 46, без анализатора



Фиг. 82. Микрофотография шлифа геза; спикулы губок растворены, а образовавшиеся полости выполнены халцедоном. Село Успенское. Ув. 46, без анализатора

По данным П. П. Будникова и М. Г. Синявской (1939), в трепелах содержится 22—35% растворимого кремнезема, определенного по методу комиссии по добавкам. Гидравлическая активность кутейниковского тре-

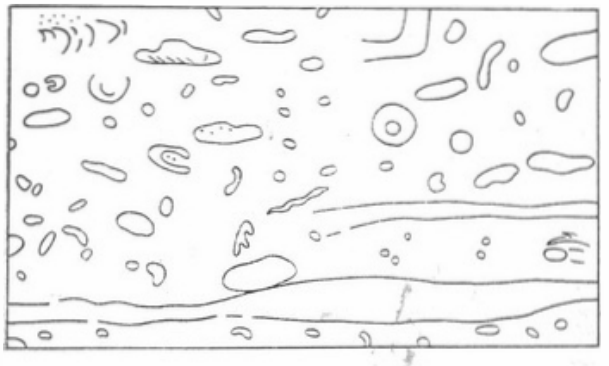
пела за 38 дней составила 337 мг поглощенной CaO. В тех же условиях активность брянского трепела определена в 389, а вольской опоки



а *б*

Фиг. 83. Микрофотографии шлифа губки, частью превращенной в халцедон. Спикулы губок растворены, а образовавшиеся пустоты выполнены частично опалом, частично халцедоном (светлые каемки на фиг. *б*). Полости между спикулами выполнены опалом.

а — без анализатора; *б* — при скрещенных николях. Ув. 46



Фиг. 84. Пластинка трепела со следами ходов илоядных животных. Село Кутейниково. Зари-

в 405 мг поглощенной CaO. Удельный вес трепела 2,39, объемный вес его скелета — 0,73, температура плавления в разных пробах варьирует от 1450 до 1610°.

У с. Успенского трепелы покрыты слоем зеленого глауконитового песчаника, с гальками кварца и кремней в основании. Песчаник сцементирован вторичным кальцитом и гипсом. Возраст его неясен.

Г. Условия образования осадков

То противоположные движения земной коры, которые происходили в кампане на северной и южной окраинах Днепровско-Донецкой впадины, продолжались и в начале маастрихта. В Днепровско-Донецкой впадине, западнее р. Оскола, накоплялся чистый пишущий мел. Однако же у самых северных границ распространения маастрихтского мела — в Гомельской обл. и в верховьях р. Айдар — в его основании встречаются конкреции фосфоритов, свидетельствующие о небольших и кратковременных поднятиях земной коры в предмаастрихтское время. Что касается береговой линии моря, то она была очень далеко от современной границы распространения мела.

На северной окраине Донбасса строение маастрихта, и соответственно, движения земной коры и перемещения береговой линии моря были довольно сложны. Для выяснения этого вопроса И. С. Шатский (1924, стр. 112 и 127) составил фациальную карту лящеолятовых слоев и диаграмму их регрессивного залегания. Границы фаций на карте имеют донецкое, т. е. запад-северо-западное простирание. При этом по направлению с юго-юго-запада на северо-северо-восток лящеолятовые пески фациально переходят в песчанистые и глауконитовые мергели, затем в плотные, слабо глауконитовые мергели и далее в глинистые и опоковидные мергели. На диаграмме весь кампан балки Конопляники изображен песками, что не подтверждается моими данными и не согласуется с материалами самого И. С. Шатского, содержащими описания в этой балке не только песков, но и значительной толщи кампанских мергелей, изображенных им, кроме того, на рис. на стр. 97. На карте и на диаграмме весь маастрихт у с. Крымского И. С. Шатский показывает в виде песков. Это также не подтверждается фактическим материалом. Под лящеолитовыми песками у с. Крымского залегают лящеолятовые мергели видимой мощностью около 5 м. По данным Б. Ф. Мефферта, на хут. Муратовом, вблизи с. Крымского, толща маастрихтских мергелей имеет мощность 140 м. Даже если эта мощность и завышена, так как она определялась по фораминиферам, все же следует, что пески в составе маастрихта образуют только верхнюю, сравнительно небольшую его часть. О. С. Конончук также считает, что маастрихт по р. Донцу в Славяносербском районе представлен мергелями, которые вверху переходят в пески.

По направлению к востоку эти пески доходят до Ворошиловграда, где они становятся мелкозернистыми и покрываются, повидимому, новым горизонтом маастрихтских мергелей. Отсюда очевидно, что на составленных И. С. Шатским карте и диаграмме фациально сопоставляются разновозрастные, хотя и в пределах маастрихта, породы, т. е. ни карта, ни диаграмма не отражают изменения фаций.

В начале маастрихта на северной окраине Донбасса отлагались пески. По балке Конопляники они содержат остатки рифовых водорослей, зерна глауконита, остатки мелких и крупных фораминифер и фосфатизованные копролиты. Севернее они выходят узкой полосой вдоль контакта кампана и маастрихта по р. Луганк и восточнее — до р. Белой в Краснодонском районе. Они здесь тонкозернисты, сильно известковисты; рифовые водоросли и крупные зерна глауконита в них отсутствуют. Следовательно, пески к северу становятся более тонкими, с тенденцией перехода в мергели.

Маастрихтские мергели с. Крымского, Ворошиловграда и Красного Яра внешне однообразны и в этих районах не обнаруживают отчетливых фациальных изменений. Только западнее р. Оскол они переходят в мел.

Большой интерес представляют пески с. Крымского. Присущая им отчетливая косая слоистость типа потока, с падением прослойков к востоку, указывает на существовавшее здесь сильное морское течение в восточном направлении. Это подтверждается также тем, что к востоку крупность песков уменьшается. Из этих данных следует, что пески с. Крымского образовались скорее всего за счет размывания поднятий, возникших западнее с. Крымского — очевидно в Лисичанском районе.

Появление песков у с. Крымского и восточнее, по Северному Донцу,— это лишь один эпизод в маастрихтской регрессии. После этого снова начали отлагаться мергели, но об изменениях их состава мы еще мало знаем.

На южной окраине Донбасса, по р. Крынке, маастрихт начинается опоковидными песчаниками, песчанистыми опоками и спонголитами или гезами.

Выше идет мощная толща трепелов с прослоями или линзами опок, более или менее богатая остатками спикул губок. Вся толща трепелов изобилует следами ходов илоядных животных, так что никакой тонкой слоистости в ней не сохранилось. Малые размеры кварцевых зерен и отсутствие песчаных прослоев указывают на то, что трепелы отлагались вдали от суши, на глубинах 100—200 м.

9. ХОПЕРСКИЙ ГОРИЗОНТ

А. Петрографическое описание

Отложения хоперского горизонта залегают на размытой поверхности различных ярусов, начиная от маастрихта и по сеноман включительно.

Хоперский горизонт наиболее полно развит по правобережью р. Хопра в Урюпинском районе Сталинградской обл. (фиг. 85). Разрез здесь начинается песками, выше залегает комплекс железных руд и пластовых фосфоритов, покрытых опоками.

Пески хоперского горизонта известны только на севере района, к югу они выклиниваются. В их составе преобладают мелкие зерна кварца и в меньшем количестве содержится глауконит (5—10%). Марганцевые конкреции редко рассеяны в песке. В своем распространении пески хоперского горизонта тесно связаны с песками сеноманскими, от которых они, очевидно, и позаимствовали свой материал. Действительно, толща сеноманских песков имеет мощность свыше 20 м и на широкой площади примыкает с севера к Хоперскому району.

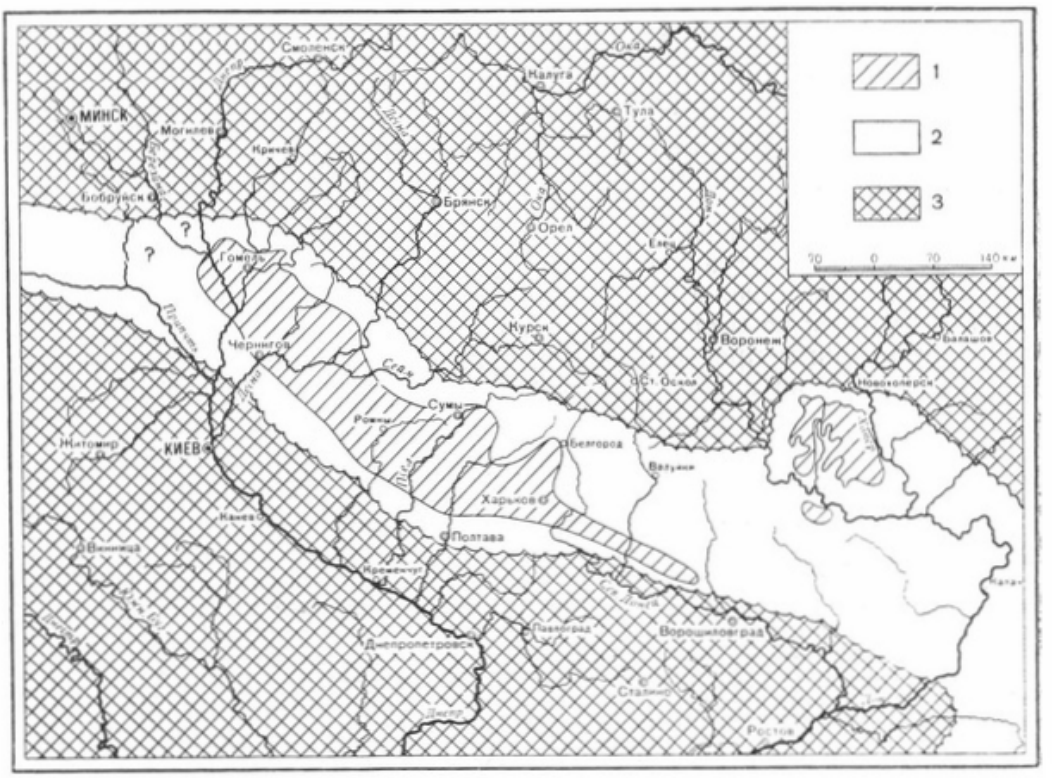
Среди бурых железняков М. Н. Годлевский (1932) выделяет следующие пять типов:

1. Оолитовые бурые железняки с разновидностями — а) нормальных, б) плитчатых и концентрически-слоистых, в) глинистых и г) песчанистых.
2. Слоистые бурые железняки.
3. Сплошные бурые железняки с разновидностями — а) плотной и б) рухляковой.
4. Охристые бурые железняки.
5. Жеодистые бурые железняки.

Первые четыре типа бурых железняков имеют матовый блеск, охряный или бурый цвет. Кольца жеод и пластинки в охристом железняке сложены плотным железняком буровато-черного цвета со смоляным или полуметаллическим блеском. По своему происхождению, отмечает М. Н. Годлевский, плотный бурый железняк всегда вторичный.

Главная масса бурых железняков, в том числе и оолиты, на основании оптических, термических и рентгенографических исследований, принадлежит гётиту. Изредка встречаются гидрогётит, турьит и карбонат, близкий к анкериту. В качестве примесей присутствуют гидрослюды, терригенный и аутигенный кварц, глауконит, опал, доломит и франколит.

Кремнистые желваки в плитчатых и концентрически-слоистых оолитовых бурых железняках состоят из опала и содержат много окварцованных раковин фораминифер и иноцерамов.



Фиг. 83. Схема распространения отложений Хопёрского горизонта:

1 — опоки, трепелы и спонголитовые песчаники; *2* — области вероятного накопления морских осадков, впоследствии размытых; *3* — суша

Железные руды сопровождаются глинами, пластовыми фосфоритами, опоками и окремнелыми или оруденелыми породами. Химический состав сопровождающих пород представлен в табл. 75.

Приведенные в табл. 75 химические анализы обр. 1—4 характеризуют пластовые фосфориты. Среди них выделяются две группы: 1) франколитовые или коллофановые пластовые фосфориты (обр. 1 и 2) и 2) алюмокальциевые пластовые фосфориты (обр. 3 и 4).

В группе пластовых коллофановых фосфоритов обособляются твердые кремневидные тяжелые разности серовато-белого или светлосерого цвета и мягкие глиноподобные или трепеловидные разности, составляющие непрерывную гамму переходов от твердых фосфоритов к зеленым глинам или к алюмокальциевым фосфоритам. Цвета их разнообразны и варьируют от чисто белого до темнозеленого.

Твердые фосфориты состоят из мельчайших частиц франколита диаметром 1 μ и меньше, так что в большинстве шлифов поляризации их совершенно не видно. Содержание P_2O_5 в твердых фосфоритах обычно высокое, 30—35%. Из органических остатков в них изредка встречаются

Таблица 75

Химический состав пород, сопровождающих хоперские железные руды (в %)

Компоненты	Фосфориты				Глины			Опока	Мел
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Нерастворимый остаток	6,13	34,09	19,85	—	81,11	30,47	—	—	—
SiO_2	—	—	—	1,13	—	—	53,87	89,60	1,49
Al_2O_3	4,27	5,34	23,61	46,37	3,27	41,68	19,76	—	1,18
Fe_2O_3	2,34	4,09	8,49	3,20	2,40	4,24	20,91	19,94	4,19
FeO	—	—	—	—	—	—	0,14	0,30	0,07
MnO	0,05	0,05	—	—	—	—	0,33	—	0,35
CaO	44,37	25,36	10,21	11,40	1,10	6,46	4,66	1,09	50,04
MgO	0,07	1,29	—	0,32	—	0,0	1,90	—	0,06
SO_3	0,85	0,79	—	—	—	—	0,15	—	0,18
P_2O_5	32,35	16,51	16,68	30,91	0,66	Сл.	2,54	0,09	5,02
F	2,49	0,40	0,14	—	—	—	—	—	—
CO_2	3,19	2,07	0,76	—	0,0	—	—	—	36,84
Потеря при прокаливании	4,80	8,91	—	6,16	—	—	12,66	8,90	9,11

Вследствие присутствия [illegible]

1 — твердая разность светлосерого пластового фосфорита; 2 — мягкая каолиновидная разность пластового фосфорита; 3 — оолитовидный пластовый фосфорит; 4 — светлый алюмофосфат внутри жеоды бурого железняка; 5 — «глина» светлозеленая; 6 — глина белая; 7 — глина железистая; 8 — опока легкая, пористая; 9 — мел оруденелый.

Анализы обр. 1, 2, 3, 5 и 6 приведены по Н. Т. Зонову и Ю. А. Петраковичу (1934), обр. 4 — по А. Перфильевой (1932) и обр. 7, 8 и 9 — по М. Н. Годлевскому (1932).

отпечатки фораминифер, двустворок, одиночных кораллов и игл морских ежей.

Мягкие фосфориты отличаются малым содержанием P_2O_5 — от 10 до 30%, обычно 15—20%. Иногда в них ясно видна слоистость, образованная чередованием слоев или линзочек светлого фосфата с более темной глиной или глинистым фосфатом. Толщина слоечков измеряется десятыми долями миллиметра, но нередко достигает 1 см и более. Обычно слоечки прослеживаются лишь на короткое расстояние, изменяя свою мощность и выклиниваясь даже в пределах одного штуфа. Высокая поляризационная окраска глины, показатель преломления, близкий к 1,54, и зеленый цвет указывают на ее принадлежность к минералам группы нонтронита или бейделлит-нонтронита.

Некоторые разности пластовых фосфоритов содержат примесь кварцевых и глауконитовых зерен. Такие фосфориты распространены в северной части, где под фосфоритами залегают подрудные или сеноманские пески. Органические остатки в мягких фосфоритах и в глинах, как правило, отсутствуют.

Алюмокальциевые пластовые фосфориты (обр. 3 и 4 в табл. 75) по внешнему виду ничем не отличаются от мягких коллофановых разностей. Они связаны непрерывными переходами как с зелеными кремнеземистыми, так и с белыми глиноземистыми глинами.

Особняком стоят оолитоподобные фосфориты (обр. 3 в табл. 75). Это желтовато-серая, слабо фосфатистая глинистая порода, в которую густо вкраплены белые, то очень мелкие, то более крупные (до 2 мм в диаметре), шаровидные бобовинки.

Из перечисленных разностей фосфоритов наиболее распространены мягкие — коллофановые; реже встречаются твердые — коллофановые и алюмокальциевые фосфориты.

Воздействию вторичных процессов фосфориты подвергались весьма сильно. Прежде всего они подвергались выщелачиванию, которое шло сначала

вдоль трещин, а потом проникло и вглубь породы. Местами оруденение настолько значительно, что фосфориты полностью, или почти полностью, замещены бурым железняком. В результате такого оруденения получались жеоды железняка, внутри которых обычно присутствует остаток более или менее ожелезненного фосфорита.

Одновременно с оруденением происходило выщелачивание фосфоритов и без замещения их рудой. Прямых свидетельств о существовании этого процесса не сохранилось, может быть, потому, что пластовые фосфориты мало способны сохранять остаточные структуры выщелачивания. Но фосфоритные гальки и конкреции, залегающие в песчаниках на хоперском горизонте, обычно растворены и от них остались пустоты, заключающие небольшое количество нерастворимого остатка бывшего здесь фосфорита. Фосфориты же, находящиеся в глинах разностях того же слоя песчаника, где они были защищены от воздействия агрессивных грунтовых вод, почти не затронуты выветриванием.

Глины хоперского горизонта обычно имеют светлозеленый цвет, и нередки разности, в которых различные оттенки варьируют от белого до зеленовато-серого. Кроме того, эти первичные цвета в различной степени изменены добавочной окраской бурых окислов железа. Характерны для этих глин их высокая пластичность, тонкая линзовидная слоистость, такая же, как у мягких фосфоритов, но более резко выраженная, отсутствие или ничтожная примесь песчанистого материала (количество частиц $<0{,}01$ мм составляет 98,8%), отсутствие остатков донных организмов и повышенное содержание фосфатов. М. Н. Годлевский (1932) наблюдал в глинах окремнелые и оруденелые растительные остатки.

Как видно из анализов обр. 5—7, приведенных в табл. 75, минералогическая природа хоперских глин довольно сложна. Одни из них содержат много кремнезема, находящегося в распыленной коллоидальной форме, другие близки к аллофану, третьи подверглись сильному оруденению. Это, конечно, недостаточная характеристика глин, и главная работа по изучению их минералогии еще предстоит в будущем.

В. А. Вахрамеев (1940), наблюдая микроскладчатость между параллельными слоями в глинах, пришел к заключению о существовании подводных оползней.

Аутигенный кремнезем представлен преимущественно опалом и гораздо реже халцедоном или кварцем. Опал встречается в форме: 1) мельчайших частиц, коллоидального или близкого к коллоидальному размера, рассеянных в буром железняке, фосфоритах и глине, 2) опок и 3) кремней. Опока находится в виде линзовидных прослоев в различных частях рудной толщи и в форме конкреций. Цвет ее изменяется от желтовато-серого до темносерого. Она легко чертится ножом, но иногда переходит и в совсем мягкую трепеловидную породу. Опока в виде корневидных отростков или ризолитов пронизывает поверхность туронского мела. В опоках всегда содержится много включений — различной величины зерна кварца и глауконита, листочки слюды, гидроокиси железа, отпечатки или опаловые ядра форминифер. Кальцитовый скелет последних замещен кварцем или халцедоном.

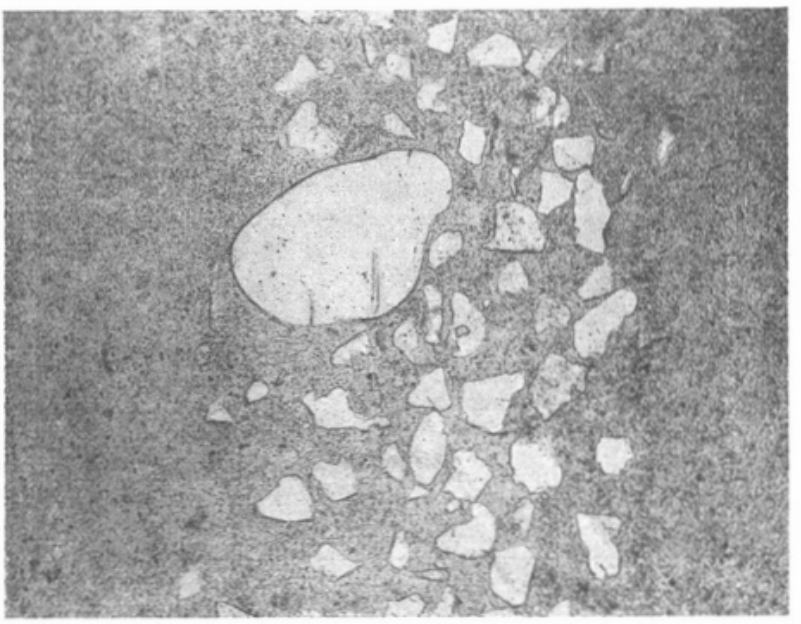
Кремни встречаются очень редко. Это темносерые, чисто опаловые породы, очень твердые — царапают стекло.

М. Н. Годлевский (1932) называл опоку кремнем, трепел опокой, в настоящих кремней он, повидимому, не встречал. Кроме того, опокой, кремнем или белым окремнелым мергелем он называл породы, которые впоследствии оказались пластовыми фосфоритами.

Верхнехоперские опоки, т. е. те опоки хоперского горизонта, которые залегают над железными рудами или пластовыми фосфоритами, по внешнему виду довольно однородны, имеют светлосерый цвет с желтоватым

оттенком, легкие, местами переходят в глинистые разности. Содержание P_2O_5 в нижних частях опок доходит до 2,5%, а в верхних частях уменьшается до сотых долей процента.

За пределами Хоперского района, по направлению к югу до Дона и к западу почти до Днепра, характерный комплекс пород хоперского горизонта — бурые железняки, пластовые фосфориты и опоки — с удивительным постоянством прослеживаются в большом количестве изолированных останцов. Однако во всех этих останцах мощность как составляющих слоев тех или иных пород, так и всего хоперского горизонта значительно ниже, чем на Хопре. Только в осевой части Днепровско-Донецкой впадины мощность хоперского горизонта достигает 90 м, а в его



Фиг. 86. Микрофотография шлифа пластового фосфорита с прослоем кварцевого песка. Хоперский горизонт, Рыльск.
Ув. 46, без анализатора

составе преобладают уже другие породы — известковистые песчаники, изобилующие остатками спикул губок.

В Белгороде хоперский горизонт представлен зеленовато-серой тонкослоистой глиной, мощность которой не превосходит 0,5 м. В этой глине наблюдаются линзочки белого нетвердого пластового фосфорита, бурого железняка, белого порошковатого опала и серого опалового кремня.

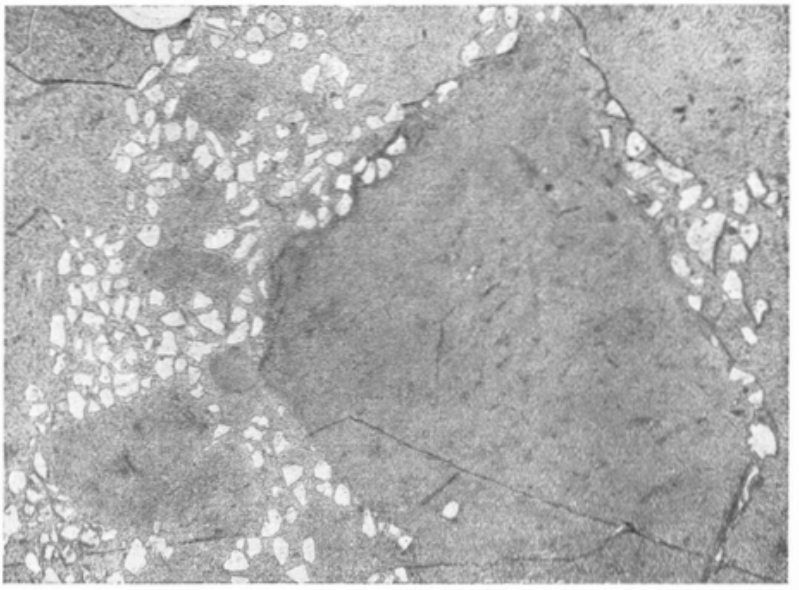
Глина состоит из минерала, близкого к бойделлит-монтмориллониту, мельчайших частиц опала, диаметр большинства которых меньше 1 μ, и из большого количества призмочек морденита. Последние весьма похожи на те, которые встречаются в маастрихтском мелу.

Кремень как бы погружен в массу порошковатого опала, которая залегает среди глины. Диаметр частиц опала 0,01—0,03 мм. Кремень имеет раковистый излом, очень тверд — царапает стекло. В шлифе видно, что он состоит из чистого опала.

В Рыльске хоперский горизонт залегает на мукронатовом мелу или на переходных сантонско-кампанских слоях. Он начинается кварцевым гравием с гальками фосфоритов. Выше следуют зеленовато-серые мелкозернистые кварцевые пески. В основании этих песков залегают линзы

пластового фосфорита. Общая мощность хоперского горизонта не превышает 5 м. Цвет фосфорита светлосерый, излом раковистый, блеск матовый, твердость 4—5 по Моосу. В фосфорите встречаются линзочки кварцевого песка и гравия. Наблюдается также тонкая линзовидная слоистость, обусловленная чередованием светлых и серых слоечков фосфата, то чистых, то с примесью кварцевого песка (фиг. 86), или обломков и галек фосфорита (фиг. 87). Химические анализы пластовых фосфоритов из Рыльска приведены ниже, в главе о фосфоритах.

Среди песков встречаются линзы и конкреции желтовато-серых кремней. Кремневые конкреции растрескались на плитки и содержат



Фиг. 87. Микрофотография шлифа пластового фосфорита с прослоем кварцевого песка и обломком фосфорита. Хоперский горизонт, Рыльск. Ув. 20, без анализатора.

большое количество отпечатков водяных растений, напоминающих хвощи. Конкреции имеют шероховатую, растрескавшуюся поверхность и похожи на сентарии. Состав кремней опалово-халцедоновый.

Б. Условия образования осадков

По вопросу о генезисе хоперских железных руд опубликован целый ряд высказываний. Ф. Ф. Гольнец (1930) описал серию разрезов, в которых в 1926 г. им было встречено оруденение. Он отмечает непостоянство рудных тел и отсутствие в них слоистости и сортировки, а также наличие таких руд, которые секут под углом горизонтально-слоистые породы. Эти факты привели его к выводу, что хоперские руды образовались в результате деятельности грунтовых вод в четвертичное время. Перенос железа, по его мнению, происходил в виде золей гидрата окиси.

В 1927 г. А. И. Бузик, на основании наблюдений обнажений железных руд в районе балок Дрягленской, Голой и Дунькиной, пришел к заключению о метасоматическом происхождении этих рудных залежей.

В 1928 г. Н. Х. Платонов и П. Н. Чирвинский, в результате дополнительных исследований железных руд, высказали новую гипотезу. Они допускали, что железные руды накоплялись в подсоме, вероятно при участии железобактерий, на сравнительно небольшой глубине, в таких

местах, где шло размывание пишущего мела. При этом происходило также метасоматическое замещение кусков мела рудой и образование шпатового железняка

В течение 1928—1930 гг. Н. Х. Платонов (1930) собрал большое количество новых материалов, которые привели его к иным заключениям. Рельеф рудного пласта образован серией куполов и мульд или, вернее, холмов и западин. Наибольшее оруденение приурочено к западинам, в то время как на холмах залегают лишь бедные железные руды.

Н. Х. Платонов различает первичные и вторичные руды. Первичные руды, по его данным, представлены сидеритом, в той или иной степени перешедшим в бурый железняк, а также концентрически-скорлуповатым бурым железняком. Образование их произошло в течение коньякского века, как уже описано им в совместной работе с П. Н. Чирвинским (1928)

Вторичные руды образовались в результате перемывания палеогеновым морем первичных рудных залежей и неравномерного оруденения обломков мела. К вторичным Н. Х. Платонов относит руды Сурочинского и Станового участков.

Шпатовый железняк, который был определен вначале по внешнему виду, впоследствии Н. Х. Платонов называл шпатовидным, опять-таки по внешнему облику. А. Меленевский (1931) упоминает о «сидеритовых пластах значительного протяжения», но не приводит их анализа и не указывает точно их местонахождения. Никто из геологов, проводивших исследования в последующее время, сидеритовых руд не находил.

В 1931 г. вышла заметка А. Меленевского, сообщавшая об открытии в Хоперском железорудном районе белых фосфоритов, которые раньше принимались за боксит, опоку, мергель, окремнелый мел или глину. Фосфориты были обнаружены во время камеральной обработки полевых материалов по поискам бокситов.

По вопросу о происхождении железной руды А. Меленевский считает, что она появилась в результате накопления одного из продуктов выветривания кристаллических пород Воронежского массива. Железо накапливалось в прибрежно-шельфовой части бассейна, при этом происходило и оруденение пишущего мела.

Следует, однако, заметить, что Воронежский массив в хоперское время был покрыт мощной толщей меловых осадков, поэтому первоисточником железа для образования хоперских руд он служить не мог.

В следующем, 1932 г., появилась книга М. Н. Годлевского (1932), посвященная минералогии бурых железняков Хоперского района. В ней приводится много новых данных, которые частью уже изложены в предыдущей главе. Эта книга была написана, очевидно, раньше заметки А. Меленевского, так как о пластовых фосфоритах в ней ничего не сообщается.

М. Н. Годлевский считает, что коньякская суша омывалась бореальным морем. Гидрозоль железа мог транспортироваться с суши под защитой органических соединений и золя кремнекислоты, что согласуется с опытами, известными в литературе. Породы рудного горизонта накоплялись в мелкой, прибрежной полосе моря, в заливах или, может быть, в лагунах, но не в открытом море. О морском характере отложений свидетельствует оолитовое сложение руд, большая протяженность пласта и присутствие иноцерамов и форминифер. Эти аргументы М. Н. Годлевского как раз неудачны, так как оолитовые руды большой протяженности известны и в пресноводных осадках, иноцерамов в рудной толще никто не находил, а форминиферы могут быть переотложенными.

Пишущий мел, слагавший берега коньякского моря, давал, по мнению М. Н. Годлевского, известковый ил, который отлагался в прибрежных заливах и лагунах, создавая в них сильно щелочную среду, благоприят-

ную для осаждения гидроокисей железа. Возможно, хотя и мало вероятно, что в концентрации и отложении железа принимали участие микроорганизмы.

Из этих соображений М. Н. Годлевского вполне естественны и вероятны допущения о том, что первоисточником железа могли быть разнообразные породы суши, что перенос гидрозоля железа мог происходить поверхностными водами под защитой органических коллоидов или золя SiO_2 и что отложение железа происходило в морских заливах или лагунах, а не в открытом море. Предположение же о холодном климате коньякского моря и о сильно щелочной среде в заливах и лагунах совершенно необоснованно и, как будет показано ниже, неверно.

Жедистые бурые железняки М. Н. Годлевский считает вторичными, образовавшимися в результате местного перемещения гидроокисей железа.

А. Д. Архангельский (1933), посетивший Хоперский район в 1930 г., указывает, что по своим литологическим признакам хоперский горизонт имеет много общего с пластовыми фосфоритами окрестностей Вольска на Волге. По присутствию в них *Scaphites constrictus* Sow. и по залеганию на лящеолятовом мелу, вольские фосфориты несомненно принадлежат к маастрихтскому ярусу. Хоперские фосфориты местами почти целиком замещены бурым железняком и сохраняются лишь в виде бурых пятен в центре рудных жеод. В шлифах найдены *Textularia* и *Rotalia*, а также мелкие обломочки призматического слоя раковин моллюсков.

К концу верхнемеловой эпохи, пишет далее А. Д. Архангельский, поднятие морского дна привело к образованию плоских участков суши, эрозия на поверхности которых создала сеть неглубоких котловин и русел. При последующем опускании район был затоплен очень мелким морем, образовавшим в упомянутых неровностях сложную систему лагун и лиманов, в которых происходило накопление комплекса осадков, образующих хоперский горизонт. Насыщение воды вредными веществами привело к отсутствию остатков организмов.

Среди исследований хоперского горизонта выделяются работы Н. Т. Зонова (1934, 1939 и 1941). Им было установлено широкое распространение осадков хоперского горизонта от р. Хопра на запад до р. Десны, а на северо-восток — до Вольска. Вследствие того, что хоперский горизонт налегает на породы различного возраста, начиная от сеноманских и по маастрихтские включительно, и покрывается палеоценом, возраст его не может быть коньякским, а скорее — верхнемаастрихтский или частично датский. К хоперскому горизонту Н. Т. Зонов отнес также железные руды Ивнянского месторождения Курской обл.

Н. Т. Зонов допускал, что первоисточником фосфата для образования хоперских фосфоритов послужили верхнемеловые фосфоросодержащие породы, слагавшие сушу, окружавшую Хоперское море. Фосфаты осаждались в не очень глубоких морских бассейнах, выпадая в форме коллоидов. Позднее эти осадки смещались, накапливаясь в углублениях морского дна. Отложение осадков происходило исключительно медленно, при почти полном отсутствии приноса терригенных частиц. Н. Т. Зонов подчеркивает, что он нигде не наблюдал замещения кремнеземистых или карбонатных пород фосфатом и в связи с этим отрицает теорию А. А. Дубянского (1937) о происхождении фосфоритов хоперского облика в процессе карстообразования.

И. М. Курман (1941), изучавший фосфориты Рыльского района, объясняет сложный рельеф подошвы хоперского горизонта главным образом карстовыми процессами. Перед наступлением датского моря местность представляла собой равнинную сушу. Кремнеземистые осадки, глины и

фосфориты отлагались в коллоидном состоянии. Чередование слоев этих пород И. М. Курман объясняет большим или меньшим влиянием на их осаждение защитных коллоидов.

Таким образом, несмотря на немноголетнюю историю изучения хоперского горизонта, уже 11 геологов опубликовали свои взгляды на условия его образования, и высказывания некоторых авторов о его генезисе даже несколько опережали накопление фактического материала.

Рассмотрим, что же представлял собою Хоперский бассейн. Для этого прежде всего необходимо восстановить границы его распространения. Это может быть выполнено только очень приблизительно, так как от хоперского горизонта сохранились лишь разрозненные останцы (см. фиг. 85).

Присутствие в фосфоритах раковин пектен, спикул губок, одиночных кораллов и члеников морских лилий вполне определенно указывает, что Хоперский бассейн представлял собой море нормальной солености. Следовательно, разрозненные останцы хоперского горизонта являются следами отложений одного морского бассейна. На востоке, как это рисует П. П. Безруков (1936), хоперский (или датский) бассейн соединялся с морем Нижнего Поволжья, Эмбинской обл. и Кавказа, а на северо-запад он, вероятно, простирался в Польшу. Он занимал осевую полосу Днепровско-Донецкой впадины, захватывая частью ее северную окраину и бассейн Хопра.

Северный берег Хоперского моря был сложен толщей мела, мергелей и кварцево-глауконитовых песков. Для этих мергелей и песков и сейчас характерно повышенное содержание фосфатов и железа.

Микрорельеф дна Хоперского моря к настоящему времени сильно осложнен карстовыми процессами. В Урюпинском районе, по данным Н. И. Лодяного (1937), высота залегания подошвы хоперского горизонта на коротких расстояниях местами превышает 35 м. В плане видно, что основными элементами этого рельефа являются плоские водоразделы и длинные, широкие овраги с короткими циркообразными отвершками. Наибольшую мощность хоперский горизонт имеет в этих оврагах, а на водоразделах он развит слабо или отсутствует. Фосфориты распространены только в углублениях рельефа. Глины, бурые железняки и опоки тоже развиты преимущественно в понижениях рельефа, а на водоразделах мощность их незначительна.

В фациальном отношении хоперский горизонт весьма однообразен. На большой территории он выражен глинами с линзами пластовых фосфоритов, бурых железняков и опок. Пески в составе хоперского горизонта наблюдались в северной половине Урюпинского района и у г. Обоянь. В первом пункте хоперский горизонт контактирует с сеноманскими песками, а во втором — с кампанскими. Очевидно, эти пески и послужили первоисточником для образования хоперских слоев. Скопления бурых железняков и фосфоритов также тяготеют к районам распространения песков, слагавших берега Хоперского моря.

Опоки хоперского горизонта развиты по р. Тишанке и у г. Сумы, а по р. Десне известны гезы. В Ромненском районе к датскому ярусу относят (Дайн, 1938) толщу глин. Возможно, что хоперскому горизонту здесь принадлежит мощная толща известковистых спонголитов и гезов, пройденная буровой скважиной у с. Перекоповки (см. фиг. 57) и распространенная в северной части Днепровско-Донецкой впадины. Эти породы местные геологи называют известняками.

Таким образом, если в Хоперском и Обоянском районах терригенный материал поступал с севера, то в Новгород-Северском и Ромненском районах его источник, вероятно, находился на западе

Глины хоперского горизонта состоят главным образом из коллоидных частиц. Из этого вовсе не следует, что они являются глубоководным осадком. Против этого говорит соседство этих глин с песками и присутствие в них линзочек грубого песка и бурого железняка. Такого рода глины обычно отлагаются в заливах или бухтах тех побережий, где суша имеет равнинный характер, влажный климат и одета густым покровом растительности, предохраняющей склоны от размывания и развевания.

Фауна в хоперском горизонте встречается очень редко и крайне плохой сохранности. Из фосфоритов и глин указываются отпечатки раковин *Lingula* sp., *Pecten* sp., *Lima* sp., *Spondilus* sp., *Ostrea* sp., *Terebratula* sp., *Terebratulina* sp., члеников морских лилий, игл морских ежей, мшанок, одиночных кораллов из группы *Trochocyatus* и трубочек червей (серпулид). Кроме того, встречаются чешуя и зубы рыб, спикулы губок и фораминиферы. Последние большей частью переотложены из мела.

В опоках верхней части хоперского горизонта И. Т. Зонов находил *Ostrea similis* (*vesicularis* var.) P u s c h., *Terebratula* aff. *carnea* S o w., *Ventriculites* sp. и отпечатки других губок.

Вся эта фауна указывает прежде всего на то, что Хоперский бассейн представлял собой море нормальной солености и что те лагуны и заливы, в которых накоплялись фосфориты и фосфатные глины, также имели нормальную солопость, что могло быть только при хорошем их сообщении с открытым морем. Присутствие одиночных кораллов, устриц, плеченогих, морских ежей, мшанок, трубчатых червей и крупных известковых фораминифер, и особенно морских лилий, говорит о теплом климате хоперского века. В то же время бескарбонатность хоперских осадков указывает на влажный климат, существовавший в области Днепровско-Донецкой впадины.

Прибрежная равнина Хоперского моря в Хоперском и Обоянском районах была сложена глауконитово-кварцевыми песками. Благодаря влажному климату, из этих песков выщелачивалось грунтовыми водами и выносилось реками большое количество соединений железа и фосфора, которые, попадая в морские заливы и лагуны, осаждались в них химическим путем, образуя слои железных руд и фосфоритов.

IV. СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВАЖНЕЙШИХ ТИПОВ ПОРОД

Среди типов пород, слагающих меловую систему Днепровско-Донецкой впадины, наиболее широко распространены мергелисто-меловые и кремнистые. Гораздо реже встречаются фосфориты, но, вследствие их своеобразия, они представляют существенный интерес. В последующих главах подытожены наши знания об этих трех типах пород и рассмотрены условия их образования. Ввиду отсутствия установившейся классификации и номенклатуры пород оказалось необходимым привести их в понимании автора. Они даны в каждой главе при описании типов пород. Сначала рассмотрим представления о фациях и о диагенезе.

А. О фациях

Автор называет фацией среду образования, существования или разрушения осадков, минералов, организмов, структур, текстур и других особенностей происходившего или происходящего осадочного процесса на поверхности суши или в почве, в водоеме или в осадке на дне водоема. Соответственно тому, какую особенность взять за основу, подход к выделению фаций может быть различный. В настоящее время применяются следующие группировки фаций:

1. Литофации — по характеру осадка или породы: песчаная, глинистая, доломитовая, фосфоритовая, флишевая и т. д. Сюда же могут быть отнесены фации, выделяемые по минеральному составу, а также по структурам или текстурам пород.

2. Хемофации, химические или геохимические фации — по химическим или физико-химическим признакам: окислительная, восстановительная, сероводородная и т. д. Признаком хемофации может быть также минерал — пирит, сидерит, глауконит, гипс, и др., так что, в зависимости от точки зрения, соответствующие фации могут называться то хемофациями, то литофациями.

3. Динамофации — по характеру движения среды отложения: фации пойм, речных русел, морских течений, прибоя, застойных вод и т. д.

4. Биофации — по характеру организмов или их комплексов, например, коралловая, граптолитовая, кокколитовая.

5. Тектофации — по тектоническим признакам, например, геосинклинальная, платформенная, предгорного прогиба, поднятий, опусканий, частых колебаний (тектонических).

6. Топофации, или физиофации — по физико-географическим условиям: арктическая, тропическая, морская, высокогорная, шельфовая и т. д.

Все эти группировки фаций не настолько различны и независимы одна от другой, как это кажется на первый взгляд. Большею частью они

тесно связаны между собою и какой-либо один признак предопределяет многие другие. Так, например, для сероводородной хемофации характерно накопление глин и микрослоистость (литофация), отсутствие донной фауны и развитие десульфатирующих бактерий (биофация), повышенный удельный вес придонных вод по сравнению с поверхностными, отсутствие вертикальных или придонных течений, глубина обычно более 100 м, положение бассейна — за пределами полярных зон (толофация), форма рельефа дна в виде ложбины или котловины (тектофация, по крайней мере, отчасти). Следовательно, для выделения фаций необходимо подбирать такой признак, который отражал бы наиболее полно и увязывал бы достаточно ясно комплекс других условий процесса.

Выделение фации или выбор фациального признака зависит также от задачи, которую необходимо решить. Так, для выяснения угле- и соленакопления важен климат, в то время как для нефтеобразования климатические особенности имеют второстепенное значение.

Существенный недостаток понятия «фация» состоит в том, что оно отражает только состояние процесса в определенный момент и не дает представления о его направленности и темпе. Такой важный показатель, как скорость накопления осадков, в понятии «фации» обычно не фигурирует. Этот недостаток отчасти может быть восполнен характеристикой тектофации.

Фации мергельно-меловая, кремнистая и фосфоритная рассмотрены в описаниях типов пород.

Б. О диагенезе

Мергельно-меловые и кремнистые породы претерпели существенные диагенетические изменения, а фосфоритные и другие конкреции являются сами продуктом диагенеза. Поэтому прежде всего необходимо условиться об объемах понятий для разных стадий диагенетических процессов.

Понимание ранней диагенетической стадии как диагенеза осадка, а поздней — как диагенеза породы (Швецов, 1948) имеет свои недостатки. По смыслу этих понятий, глинистые осадки до своего уплотнения претерпевают длительную стадию диагенеза, а пески — сразу становятся породой и диагенезу как будто бы не подвержены. В действительности в них также происходят интенсивные диагенетические процессы. Границы между ранней и поздней стадиями диагенеза в этом понимании неясны и не совпадают с изменениями физико-химических особенностей, существующих в осадке.

Стадия раннего диагенеза, по нашим представлениям, характеризуется энергичным разложением органического вещества, отлагающегося на дне водоема. Это вещество энергично разлагается не только в верхней пленке ила, но и на некоторой его глубине (20—30 см и до 0,5 м), куда его заносят зарывающиеся в ил животные. Вследствие разложения органического вещества состав илового раствора (воды, заключенной в илу) становится существенно иным. В нем, в отличие от морской воды, содержание растворенного кислорода резко падает, вплоть до исчезновения, а содержание биогенных компонентов — углекислоты, фосфатов, кремнезема, аммиака и сероводорода, — напротив, сильно возрастает. При этом среда из окислительной и слабощелочной переходит в восстановительную, нейтральную. В зависимости от характера бассейна восстановительная граница может проходить в воде, но часто она проходит в илу, на глубине нескольких сантиметров от его поверхности.

Верхняя часть ила, вследствие непрерывного поступления все нового и сравнительно свежего органического вещества на дно и его разложения

там, превращается в своеобразный горизонт, в котором происходит поглощение кислорода и откуда подвижные продукты диагенеза непрерывно диффундируют вверх, рассеиваясь в воде, а также вниз, где они накапливаются в осадке. Накопление некоторых из них происходит и в самом горизонте энергичного разложения.

Скорость диффузии растворенных компонентов, а следовательно, и глубина проникновения их в грунт за единицу времени, еще не ясны. По данным О. Е. Фатчихиной (1948), сезонные колебания концентрации растворенных фосфатов, содержащихся в иловом растворе Черного озера (Косино), заметны на глубине 30—40 см, а местами и на 70 см от поверхности ила.

В. В. Эпштейн и Л. В. Анферова (1952) изучали озеро Карачи, рапа которого в течение 16 лет дважды меняла минерализацию. Эти изменения сказывались и на минерализации иловой воды до глубины 60 см. Этими же авторами были поставлены опыты по изучению скорости диффузии. В стеклянный сосуд заливали слой ила в 15 см и затем слой воды, тоже в 15 см. Иловая и поверхностная воды имели весьма различную соленость. За шесть месяцев содержание хлора в обоих слоях сравнялось, а сульфатный ион хотя и сильно переместился, но оказался менее подвижным, чем хлоридный.

Из этих данных можно заключить, что в течение геологического времени растворенные продукты диагенеза могут проникать в ил путем диффузии на глубину нескольких метров. Они способны перемещаться не только в молекулярном растворе, но и в виде коллоидов (броуновское движение), и накопляться в местах, по физико-химическим условиям благоприятных для их осаждения.

Такова общая характеристика ранней стадии диагенеза.

Поздняя стадия диагенеза характеризуется восстановительной средой, обычно сероводородной, потерей связи с придонной водой, замедленным разложением и преобразованием органического вещества, реакциями в замкнутом пространстве толщи пород без существенного оттока или притока вещества со стороны. Перемещение вещества происходит преимущественно путем диффузии и отчасти путем гравитации.

Наиболее важным продуктом эпигенеза являются углеводороды. Их возникновение может сопровождаться образованием ничтожных количеств (меньше 0,2%, считая на толщу породы в среднем) пирита или марказита, сидерита, анкерита и доломита.

Особенности стадий диагенеза представлены в табл. 76. Стадии диагенеза в свою очередь подразделяются на ряд фаз, а ил, соответственно, — на ряд диагенетических горизонтов. В верхнем горизонте выделялся глауконит, ниже образовывались фосфоритные конкреции, а еще ниже — пирит и, местами, кальцит, доломит, сидерит и анкерит.

Последовательность выпадения минералов при диагенезе определяется, как и в магматических породах, главным образом по структурам срастания кристаллов и зерен. Из других особенностей пород для этой цели используются следующие:

1) степень и характер сохранности органических остатков и их взаимоотношение с окружающей породой;

2) отношение минералов или конкреций к слоистости;

3) характер распределения минералов в породе;

4) относительное количество диагенетических минералов.

Органические остатки сами состоят из минералов — кальцита, арагонита, опала, фосфата кальция, хитина, спорогина, смолы, целлюлозы и других органических веществ. В зависимости от особенностей диагенеза эти органические остатки либо сохраняются очень долго, либо разрушаются на разных его стадиях. Разрушение их выражается в растворении, пере-

Таблица 19

Схема особенностей стадий диагенеза

Стадия	Разложение и преобразование органического вещества	Бактериальное население	Среда	Связь с придонной водой	Продукты диагенеза	Судьба продуктов диагенеза
Ранний диагенез	Быстрое	Обильное, особенно в верху ила	В самом верху обычно-окислительная, внизу восстановительная	Имеется, главным образом путем диффузии растворов и коллоидов	CO_2, NH_3, H_2S, CH_4, PO_4''', SiO_3'' глауконит, фосфаты кальция, сидерит, анкерит, доломит, пирит, кальцит, шамозит	Частью мигрируют вверх, рассеиваясь в воде, частью осаждаются на разных горизонтах ила
Поздний диагенез	Замедленное	Редкое	Восстановительная	Отсутствует	Углеводороды, возможно, немного CO_2, H_2S, пирита, сидерита, анкерита, доломита и кальцита; кремневые конкреции	В основном остаются в толще пород, перемещаясь и концентрируясь в ее пределах

кристаллизации и замещении другими веществами. Пустоты, образовавшиеся после растворения, выполняются различными новообразованиями.

Взаимоотношение органических остатков с окружающей породой выражается прежде всего в том, что первоначально объемистые, сильно обводненные, рыхлые отложения сжимаются под тяжестью вышележащих осадков, претерпевают усадку и при этом сплющивают или раздавливают раковины брахиопод, моллюсков, скелеты губок, иглокожих и других организмов. Те раковины, которые еще в раннюю стадию диагенеза были выполнены твердым веществом, например фосфоритом, великолепно сохранили свою форму. Раздавленные раковины, выполненные баритом, указывают на образование этого минерала в позднюю стадию диагенеза. Присутствие раздавленных раковин в опоках и известняках указывает на затвердение этих пород также в позднюю стадию диагенеза, если эти породы не смяты тектоникой.

Распределение диагенетических минералов в виде крупных линз или глыб также свидетельствует об образовании их в позднем диагенезе.

В стадию эпигенеза происходит образование минералов из раствора грунтовой воды. Так как эта вода мало отличалась от океанской, т. е. содержала 0,1% магния и 0,1% серы (в виде сульфата), то, если даже весь этот магний превратится в доломит, а сера — в пирит, количество этих новых минералов едва ли будет превышать 0,2%, считая в среднем на толщу породы. Следовательно, при содержании этих минералов в количестве больше 0,2%, их уже нельзя считать позднедиагенетическими, а необходимо искать другие пути их происхождения. Аналогичный расчет был опубликован Н. М. Страховым еще в 1947 г.

Таким образом, во время позднего диагенеза, если не считать перекристаллизацию и перемещение, с переходом, например, опала в халцедон и кварц, образуется незначительное количество минералов. Главная масса их возникает в стадию раннего диагенеза.

I. ПИШУЩИЙ МЕЛ И МЕРГЕЛИ

А. История исследования

Первые сведения о составе мела и мергелей окрестностей Курска сообщил В. Зуев в 1787 г. Он обнаружил, что эти породы «по причине содержания в них извести, в кислотах кипят, а глина садится на дно».

Краткие химические анализы мела из Славяно-Сербского уезда, из Старого Оскола, Корочи и Курска опубликованы Н. Борисяком в 1867 г. В работе А. Н. Энгельгардта того же года мы находим краткие анализы мела и мергелей из Брянской и Курской губ.

В 1883 г. П. Я. Армашевский опубликовал ряд кратких химических анализов мела, мергелей и фосфоритов на Роговки, Суража, Радичева, Дробышева и Каменской слободы. Кроме того, он определил, что мел и мергели сложены преимущественно кокколитами и в небольшой части — фораминиферами. Не растворимый в уксусной кислоте остаток этих пород состоит из клочьев глины, зернышек кварца, глауконита и пластинок слюды. Диаметр зерен кварца и глауконита в мелу 0,03—0,10 мм.

Немного позже, в 1887 г., П. А. Тутковский сообщил о результатах микроскопического изучения мела или мергеля, пройденного буровой скважиной на сахарном заводе в Киеве. Количество не растворимого в уксусной кислоте остатка мергеля составляет 13,59%. Цвет его красно-бурый. Среди мергеля имеется прослойка нежной его разности, состоящая почти исключительно из типичных кокколитов и мельчайших известковистых и глинистых частичек, с небольшим количеством обломков фораминифер и кварцевой пыли. П. А. Тутковский описал 11 видов фораминифер и впервые правильно изобразил препарат неотмученного мела. Все последующие рисунки, опубликованные в различных учебниках, неправильно изображают мел, как породу, состоящую преимущественно из фораминифер.

Сопоставив существующие в литературе данные, П. А. Тутковский пришел к заключению, что меловой мергель Киева должен быть отнесен к глубоководным отложениям сеноманского яруса меловой системы.

В том же, 1887 г., А. В. Гуров опубликовал результаты послойного изучения 500-метровой толщи мела и мергелей, пройденной буровой скважиной в Харькове. В верхних мергелистых слоях мела и в глинах оказались спикулы кремневых губок и скелеты радиолярий. А. В. Гуров нашел в мелу множество кокколитов и фораминифер. Некоторые слои состоят почти целиком из кокколитов, или кокколиты в них преобладают. Кроме органических остатков, в составе мела содержится до 50% «нежной глины». Эта нежная глина, как теперь выясняется, представляет собой главным образом порошковатый кальцит. В не растворимом от действия уксусной кислоты остатке мела и мергелей А. В. Гуров наблюдал под микроскопом клочки глинистого вещества, зерна бесцветного кварца, округленные зеленые зерна глауконита и чешуйки слюды.

Краткие химические анализы распространенных по всему течению р. Оскол мела и мергелей опубликованы в 1890 г. П. П. Пятницким.

Таким образом, уже к концу прошлого столетия состав мергельно-меловых пород Днепровско-Донецкой впадины в общих чертах был выяснен.

С конца прошлого столетия и до советского периода можно отметить только одну работу П. Н. Чирвинского (1906), в которой сообщаются результаты изучения мергелей из окрестностей Рыльска. На присутствие аутигенных полевых шпатов в мелу Русской платформы впервые указал П. А. Земятченский (1916). В образцах нерастворимого остатка плотного мела из с. Лиски Воронежской обл. среди частиц 0,01—0,02 мм он определил около 40—50% «обычных кристалликов полевого шпата».

Нередка попадались карлсбадские двойники. Мел из окрестностей Лисок относится к турону. Рассматривая вопрос о генезисе полевых шпатов, П. А. Земятченский подтвердил высказанное ранее предположение Кайе (Cayeux, 1897) о том, что они образуются при обыкновенных условиях.

Одновременно с П. А. Земятченским полевые шпаты в киевском мелу были обнаружены В. Н. Чирвинским (1916). Этот мел, как теперь установлено, также относится к туронскому ярусу. В нерастворимом остатке мела, помимо глинистых частиц и бурого органического вещества, были найдены зерна кварца, глауконита и кристаллики и зерна (обломки) полевых шпатов.

Наибольшее количество хорошо образованных кристалликов полевого шпата В. Н. Чирвинский наблюдал в мелких фракциях (0,003—0,03 мм). Формы кристалликов ромбоидальные, призматические. Двойники встречены не были. Господствует калиевый полевой шпат — ортоклаз.

За советский период, в связи с изучением мергелисто-меловых пород как полезных ископаемых, было произведено огромное количество химических анализов, небольшая часть которых опубликована в работах Ф. М. Полонского (1928), М. М. Васильевского (1933), Б. М. Даньшина (1936), А. А. Дубянского (1925, 1932, 1937), А. С. Таран (1934), Д. П. Погуляева (1934), М. М. Цапенко (1947) и других авторов. Возраст пород в большинстве случаев был определен недостаточно точно, что весьма затрудняло фациальные сопоставления. Важнейшие химические анализы были приведены выше — в главах о составе отложений.

М. М. Васильевский (1933) произвел механический анализ мела и полученные фракции изучал под микроскопом. В мелах преобладают тонкие фракции. Туронско-коньякский мел Воронежской обл. состоит главным образом из кокколитов, реже из — рабдолитов; в грубых фракциях видны призмы раковин иноцерамов, разнообразные раковины фораминифер и очень мелкие раковины пелеципод. В сантонском мергеле кокколитов так же много, как и в туронско-коньякском мелу, но фораминифер меньше, а призм раковин иноцерамов еще меньше или совсем нет. Встречаются остракоды, зерна кварца и, иногда, мелкие конкреции фосфоритов.

Изучение фораминифер мела, начатое в конце прошлого столетия Н. А. Тутковским (1887) и В. Я. Яковлевым, углубилось в последние годы. Наибольший интерес представляют работы П. А. Тутковского (1925), Б. М. Келлера (1935, 1939, 1946), Л. Г. Дайн (1938), М. М. Цапенко (1947) и О. Р. Коноплиной (1951$_{1, 2}$, 1952).

Б. Классификация и номенклатура

В настоящее время нет установившейся классификации и номенклатуры осадочных пород, в том числе мела и мергелей.

В последние годы предложен ряд различных классификаций и номенклатур карбонатных пород; из них классификация, разработанная М. В. Муратовым (1940), мне представляется наиболее совершенной. В ее основу положено содержание в породе глинистого вещества, которое выражается суммой процентов окисей кремния, алюминия и железа. В то же время этот принцип является слабым местом классификаций, так как для определения породы необходимо произвести подробный химический анализ.

А. Н. Иванов (1946), основываясь на минералого-петрографических признаках мела, выделяет следующие его разновидности:

1. Мел белый пишущий — рыхлая, легко пачкающая тонкопористая порода белого цвета. Характерные особенности этой разновидности — высокое содержание карбоната кальция и способность

писать или оставлять пачкающий след при соприкосновении с любой поверхностью.

2. Мел мергелистый отличается от белого пишущего мела большей плотностью и меньшей белизной, обычно сероватым или желтоватым оттенком. Большая плотность и меньшая белизна мергелистого мела обусловлены присутствием глинистых веществ и других примесей, которые повышают цементацию частиц мела и придают ему тот или иной цветной оттенок.

3. Мелоподобный известняк представляет собой как бы переходную разность от собственно мела к известняку; основным его отличием является прочная цементация частиц.

Эта классификация разновидностей мела основана главным образом на его физических свойствах. Она удобна, когда нужно из меловой толщи выделять разности, пригодные для использования в качестве комового или порошкового мела.

Среди мергельно-меловых отложений Русской платформы доломиты отсутствуют, что упрощает нашу задачу. Мергельно-меловые породы состоят обычно из двух важнейших компонентов — карбоната кальция и глины. Зная один из них, другой легко определить по разности. Поэтому в основу нашей классификации положено содержание $CaCO_3$. Для природных смесей $CaCO_3$+глина предлагается следующая классификация (табл. 77).

Таблица 77

Классификация мергельно-меловых пород

Порода	Содержание в %	
	$CaCO_3$	Глина
Мел чистый	>95	<5
Мел глинистый	90—95	5—10
Мергель мелоподобный	80—90	10—20
Мергель слабо глинистый (натурал)	75—80	20—25
Мергель слабо глинистый (романчик)	65—75	25—35
Мергель сильно глинистый	30—65	35—70
Глина известковистая	5—30	70—95

Удельный вес мела 2,70—2,72; объемный вес скелета 1,46—1,56, пористость обычно около 44%, естественная влажность 30—33%. Сопротивление сжатию влажного мела 12—20 кг/см², сухого — 40—50 кг/см². При полном водонасыщении прочность мела снижается до 7 кг/см².

Для мергелей, имеющих силикатный модуль ($SiO_2 : R_2O_3$) больше 4,0, взамен слова «глинистый» вводится определение «кремнеземистый» или «песчанистый». Кремнеземистыми мергелями здесь называются только те породы, в которых кремнезем находится в форме опала. Присутствие песка или опала определяется в шлифах или нерастворимых остатках обычным петрографическим методом. Следовательно, для определения кремнеземистого или песчанистого мергеля недостаточно химического анализа, а необходимо еще петрографическое изучение породы. По мере увеличения количества в мергеле опаловых частиц, он переходит в известковистую (карбонатную) опоку с содержанием $CaCO_3$ от 5 до 30% или глины — от 70 до 95%.

Взамен термина «мергель слабо глинистый» можно пользоваться выражением «мергель сильно известковый». Последнее обозначает вообще мергель с содержанием 65—75% $CaCO_3$, но указывает на глинистость или кремнеземистость. Мергели с содержанием 75—80% $CaCO_3$ (в круглых цифрах) обычно называются цементными мергелями или натуралами

Удобным для обжига на цемент считается мергель с содержанием [illegible] $CaCO_3$, хотя применяют и мергели, в которых содержится 73—74% [illegible]

Внешние признаки мергелей, по которым они определяются в по[illegible] существенно меняются в зависимости от состава глинистых компонентов. Ненабухающие минералы, как каолинит, гидрослюды и тонкодисперсный опал, особенно если они белого цвета, похожи на мел и поэтому мергель с значительной примесью этих веществ бывает трудно отличать от мела. Небольшая примесь минералов группы монтмориллонита придает мелоподобному мергелю, или даже глинистому мелу, в обнажениях вид рухляка или глинистого мергеля. Это происходит потому, что монтмориллонит при переменном высыхании и увлажнении сильно меняет свой объем, вследствие чего заключающая его порода легко распадается, превращаясь в глинистую массу.

Песчаная порода, содержащая менее 50% $CaCO_3$, по общепринятой номенклатуре называется известковистым песком, а мел с примесью менее 50% песка — песчанистым мелом.

В. Карбонатная часть мела и мергелей

Общее количество карбонатов определялось либо методом титрования, либо путем пересчета из подробного химического анализа, т. е. перемножением процента CaO на коэффициент 1,78. При таком пересчете оба эти метода дают очень близкие результаты. Доломиты в меловых отложениях отсутствуют, а большая часть магния, как показали анализы нерастворимых остатков, связана с силикатами.

Если пересчитывать весь магний и кальций на карбонат, то, по сравнению с результатами анализа методом титрования, всегда получается более высокая карбонатность породы. В чистых мелах разница между ними составляет 0,5%, а в мергелях она увеличивается до 2—4%. Это различие объясняется тем, что кальций и магний, связанные с силикатами, фосфатами и сульфатами, «не титруются», а в подробных анализах они искусственно пересчитываются на карбонат Ca и Mg.

Количественное определение форменных компонентов пород производилось комплексом методов. Те компоненты, которые хорошо видны в шлифах, подсчитывались под микроскопом обычным способом — при помощи микрометрической линейки или сетки. Полученные цифры перемножались на удельный вес соответствующих минералов, а основная масса или цемент — на объемный вес породы. Из полученной суммы этих произведений определялся процент соответствующих компонентов. «Основная масса», составные части которой в шлифе обычно неразличимы, размачивалась в воде и из нее приготовлялся порошковый препарат. В нем, при больших увеличениях, производилось определение кокколитов, рабдолитов и порошковатого кальцита.

Растворение пород производилось в 5%-ной HCl, на холоду, в течение 30 минут. Из нерастворимого остатка также приготовлялся порошковый препарат средней пробы. Для удобства пользования эти препараты заключались в канадский бальзам. Подсчеты в порошковых препаратах неточные, но все же они позволяют ориентироваться в составе пород.

В составе карбонатной или известковой части мела и мергелей различают три группы форменных компонентов:

1) органические остатки, растительные и животные;

2) кристаллики кальцита с хорошими гранями;

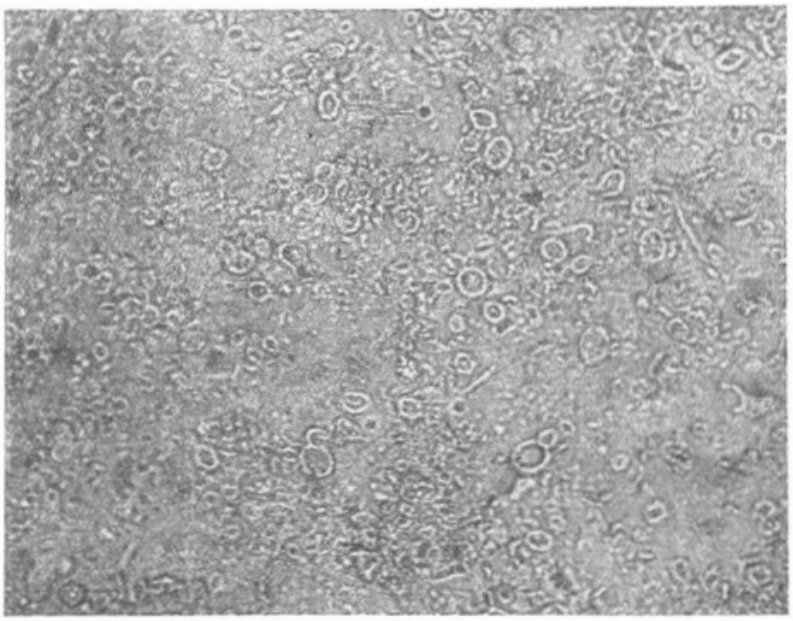
3) порошковатый кальцит — кристаллики или агрегаты кристалликов кальцита неопределенной формы и неясного происхождения.

1. Органические остатки слагают большую часть мела. Они способствуют выяснению его происхождения и поэтому заслуживают

внимательного изучения. Большинство органических остатков принадлежит планктонным и донным организмам, и лишь незначительная часть их относится к свободноплавающим животным. К планктонным организмам относятся кокколитофориды и некоторые фораминиферы.

К о к к о л и т о ф о р и д ы — это одноклеточные известковые водоросли. Они группируются в два семейства — коккосферы и рабдосферы. От этих организмов в мелу сохранились кокколиты и рабдолиты. Те и другие представляют собой, по Ломану (Lohman, 1902), известковые скелетные элементы, которые при жизни усаживали поверхность клетки коккосферы или рабдосферы.

Кокколиты имеют вид пластинок, блюдец, лепонок разнообразной формы и величины, но обычно в пределах 2—5 μ (фиг. 88 и 89). Вследствие



Фиг. 88. Микрофотография порошка кокколитовой мергели. Нижний сантон, с. Дубецкая Старооскольского района.

таких малых размеров их изучение и определение представляют большие трудности, которые усугубляются еще тем, что кокколиты подсемейства сиракосферин, представители которого чаще всего встречаются в мелу, имеют различную форму в зависимости от своего положения на коккосфере. По этим причинам ископаемые, да и современные кокколиты еще очень плохо изучены.

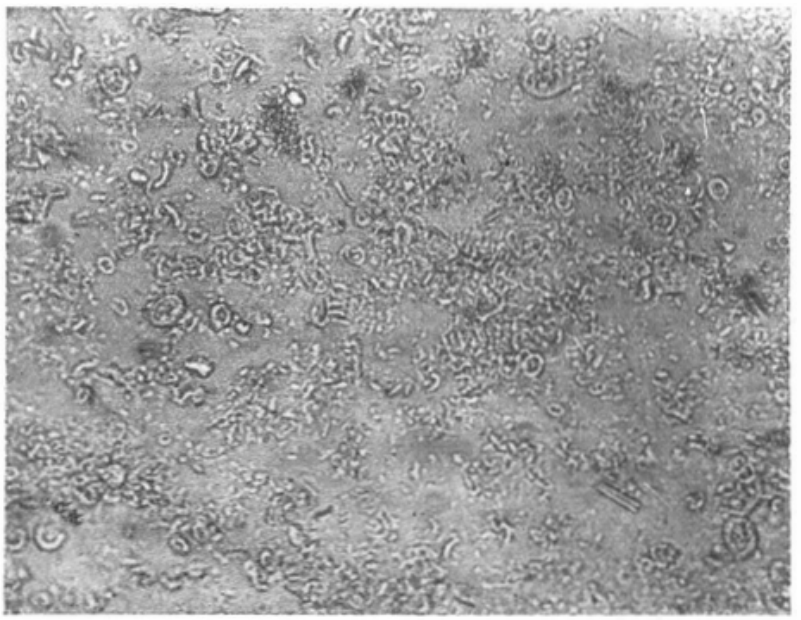
Рабдолиты представляют собой трубочки или палочки, иногда с диском или раструбом на конце. В ископаемом состоянии диск или раструб чаще всего обломан. Размеры рабдолитов такие же малые, как и кокколитов.

Кокколиты и рабдолиты встречаются во всех известковых отложениях меловой системы Днепровско-Донецкой впадины, начиная с альба и по маастрихт включительно. В хоперских осадках они не найдены, вероятно из-за плохих условий сохранности. Кокколитофориды известны с кембрия и доныне.

Количественное соотношение кокколитов и рабдолитов в различных мергельно-меловых породах примерно одинаковое. Обычно рабдолитов в 30—50 раз меньше, чем кокколитов: короче говоря, рабдолиты встречаются довольно редко.

В мелу и мергелях кокколиты составляют от 10 до 75% породы. Мощные толщи туронского и коньякского мела Старого Оскола и Лисичанска содержат в среднем около 55% кокколитов, а в кампанском мелу Новгород-Северска, Белгорода, Волчанска, Валуек и Ворошиловграда они составляют 54%, т. е. количество их почти одинаково.

В мергелях количество кокколитов немного убывает, но по отношению к карбонатной части местами даже увеличивается. Такие же соотношения наблюдаются в песчанистом мелу и в известковистых глинах и песках. В породах с большим количеством обломков раковин иноцерамов, фораминифер, сфер и рифовых водорослей процент кокколитов относительно карбонатной массы сильно снижается. Кокколитов очень мало в микрослоистом мелу и в мергеле.



Фиг. 69. Микрофотография порошка кокколитового мергеля. Верхний кампан, р. Лугань. Ув. 450, без анализатора

Донные известковые водоросли в мелу и мергелях не встречались, но в более мелководных отложениях — песках балки Конопляники — остатки *Amphiroa* играют существенную роль (см. фиг. 75). Вместе с ними встречаются следы сверлящих водорослей (см. фиг. 77).

Фораминиферы содержатся в мелу обычно в количестве 5—6%. В низах туронско-коньякского мела Краматорска и Ворошиловграда содержание фораминифер достигает 40%, а в средней части толщи мела в Белгороде спускается ниже 1% (см. фиг. 58). В микрослоистом мелу фораминиферы чрезвычайно редки.

В тонких мергелях количество фораминифер обычно незначительное — 2—5%, но в песчанистых и кремнеземистых возрастает до 7—8% (фиг. 69 и 79). Светлые слоечки микрослоистого кампанского мергеля на Амвросиевке сложены почти одними фораминиферами, а в темных слоечках они чрезвычайно редки.

В меловых отложениях Днепровско-Донецкой впадины известно 125 видов фораминифер. В сеномане встречено 19 видов, в туроне — 50, коньяке — 37, сантоне — 49, кампане — 32, маастрихте — 42 и в хоперском горизонте — 6 видов. Сеноманские и хоперские осадки слабокар-

бонаты, поэтому и форминифер в них меньше. Что касается количественных различий в других ярусах, то они, повидимому, зависят от степени изученности, а не от специфических условий того или иного века.

Шесть видов форминифер, объединяемые в два рода — глобигерина и глоботрункана, — планктонные, остальные 119 видов жили на дне меловых морей. Возможно, что роды гюмбелина и гироидина, объединяющие девять видов, а также сферы и литонеллы тоже были планктонными.

По данным П. В. Кумпана (1936), наиболее распространенными формами в сантонских отложениях являются *Gümbelina globulosa* E h r n b. и *Gyroidina micheliniana* d'O r b., в сантонско-маастрихтских отложениях — *Gyroidina soldanii* d'O r b., а в кампанско-маастрихтских — *Cibicides* ex *gr. spiropunctatus* G a l l. et M o r r e y. Многие меловые форминиферы строят песчанистую или известково-песчанистую раковину. Сюда принадлежат 28 видов, объединенных в следующие роды: *Textularia*, *Spiroplectammina*, *Gaudryina*, *Heterostromella*, *Martinottiella* (?), *Arenobulimina*, *Ataxophragmium*, *Trochammina*, *Verneulina* и *Tritaxia*. Эти форминиферы чаще встречаются в мергелях и в песчанистых мелах.

С ф е р ы имеют вид мельчайших полых кальцитовых шариков (см. фиг. 36) без видимой апертуры. Наружный диаметр их 0,03—0,05 мм, толщина стенки — 0,005 мм. Б. М. Келлер (1946, 1947) объединяет эти загадочные образования в особый род *Sphaerella*.

Остатки сфер часто встречаются только в низах туронского мела окраин Донбасса. Они, вероятно, образуют самостоятельную зону, но проследить ее можно только при тщательном изучении всей меловой толщи. Прослоек, изобилующий сферами, имеется также в туронских известняках Тернопольской обл., в Крыму и на Кавказе. В мелу Англо-Парижского бассейна сферы распространены преимущественно в верхней части нижнего турона.

Вместе со сферами в туронском мелу встречается *Pithonella oralis* (K a u f m a n). Эта форма описана Б. М. Келлером (1946) из турона Кавказа.

М о л л ю с к и в мелу и мергелях довольно однообразны. Чаще всего встречаются двустворки из рода иноцерамус и реже — устрицы и пектены. Остатки двустворок более обильны в песчанистых мелах и грубых мергелях, а в чистом мелу и мелоподобных мергелях они весьма редки. Остатки иноцерамов в виде отдельных призм и, реже, обломков раковин обычно переполняют сеноманский песчанистый мел или туронский мел Фокинского, Дмитровского и Ворошиловградского районов. На левобережьи р. Шигор сеноманский мел почти целиком сложен призмами иноцерамов.

Следует отметить, что иноцерамы, как и остальные двустворки, распространены преимущественно в окраинных, очевидно более мелководных частях бассейна. В осевой части впадины остатки моллюсков, в том числе и иноцерамов, не имеют существенного породообразующего значения. В тонких мелах и мергелях раковины устриц и иноцерамов имеют естественное положение. В грубых породах они обычно опрокинуты и только *Spondilus spinosus* S o w., благодаря корневидным шипам, проникающим в меловой ил, удержался в своем естественном положении.

Брюхоногие моллюски изредка встречаются в кампанских и маастрихтских кремнеземистых мергелях окраин Донбасса. Раковины их растворены, поэтому породообразующего значения они не имеют.

Остатки белемнитов хотя и рассеяны во всей мергельно-меловой толще, но количество их весьма невелико. Аммониты известны в кампане и маастрихте окраин Донбасса. Таким образом, аммонитово-белемнитовая фация

окраин Донбасса является связующим звеном между белемнитовой фацией Поволжья и Днепровско-Донецкой впадины и аммонитовой фацией Крымско-Кавказской области

Плеченогие представлены двумя родами — теребратула и ринхонелла. В грубых мелах оба эти рода встречаются редко, а в тонких — еще реже.

Остатки прочих известковых организмов — мшанок, морских лилий, морских ежей, одиночных кораллов и трубчатых червей — составляют ничтожную часть мела и мергелей и практически породообразующего значения не имеют.

Следы бесскелетных червей в мелу и мергелях весьма многочисленны и разнообразны. Они открыты только недавно (Бушинский, 1947), поэтому еще не изучены. Перемешивая и пережевывая известковые илы, черви полностью разрушили их тонкую слоистость и раздробили часть кокколитов и раковин форминифер, превратив их в обломки и неопределимый порошок. Вместе со своими экскрементами черви выделяли различные органические вещества, которые способствовали то накоплению, то миграции находящегося в илу кремнезема.

2. Кристаллики кальцита с хорошими гранями наблюдались в камерах форминифер и сфер и в трещинах или в других порах мергельно-меловых пород. Размеры их очень малы, обычно 5—10 μ; форма бочонкообразная, т. е. пирамида слабо развита или отсутствует. При таких малых размерах у многих кристалликов грани различимы совсем плохо, особенно когда на них нарастают еще более мелкие кристаллики кальцита. В мергельно-меловых породах окраин Донбасса часто можно видеть, как один кристаллик заполняет всю камеру форминиферы и в таком случае своих граней не имеет.

Все эти кристаллики, даже с неясными гранями, но выросшие в порах, явно являются диагенетическими или вторичными. Но вопрос осложняется, когда мы хотим определить природу различных форм кальцита основной массы породы, рассматривая ее в шлифе или в порошковом препарате. В таком случае можно определенно говорить только о кристалликах, имеющих хорошие грани. Но они встречаются в незначительных количествах, а во многих образцах совсем отсутствуют.

3. Порошковатый кальцит — одна из важнейших и в то же время наиболее загадочных составных частей мела и мергелей. Форма гранул кальцита более или менее угловато-округлая, иногда слегка удлиненная, размеры обычно 0,5—2 μ, редко до 10 μ. Различимых граней они не имеют, игольчатые кристаллики не встречались. Одни из гранул являются монокристаллами, другие сростками, но у самых малых частиц различить это не удается. Под электронным микроскопом прекрасно видны контуры известковых частиц. Многие из них похожи на обломки кокколитов и форминифер.

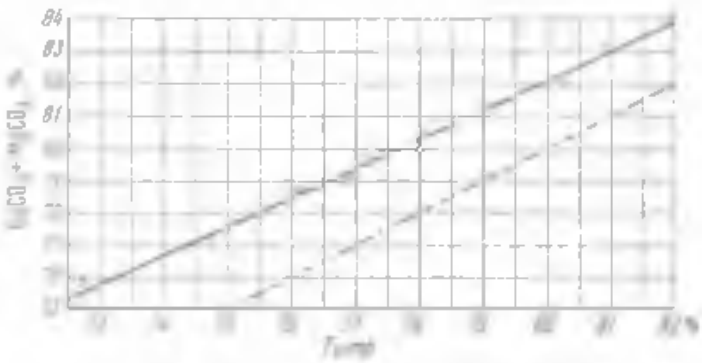
Содержание порошковатого кальцита в мергельно-меловых породах варьирует очень широко — обычно от 5 до 60%. По отношению к карбонатной части породы порошковатый кальцит содержится в следующих количествах: в чистом мелу 20—60%, обычно около 50%, в тонких мергелях 30—60%, в микрослоистых мелу и мергеле — 90%, в известковистых глинах 25—40%, в известковистых песках 10—40%. Отсюда видно, что высоким содержанием порошковатого кальцита выделяются только микрослоистые породы. Они образовались во время регрессии маастрихтского моря, в бассейне, берега которого были сложены пишущим мелом. При размывании этих берегов наиболее тонкие частицы мела, представленные порошковатым кальцитом, были отложены в центральной части впадины.

Г. Соединения кальция и магния в мергелях

При пересчетах на карбонат кальция и магния, содержащихся в мелу и в мергелях, всегда получается небольшой его избыток против общего содержания карбонатов, определяемого методом титрования[1]. Этот избыток называется нетитрованными или нетитрующимися основаниями. Он увеличивается с возрастанием силикатных примесей.

Для изучения характера нетитрующихся оснований были взяты образцы из следующих мест:

1) село Подгорное, в 140 км южнее Воронежа;
2) дер. Дубенка, в 20 км юго-западнее Старого Оскола;
3) и 4) река Крынка в Сталинской обл.



Фиг. 90. Диаграмма зависимости между карбонатами, определенными методом титрования (титром), и полученными расчетом по CaO и MgO в виде суммы процентов $CaCO_3+MgCO_3$. Сплошная линия — мергель из с. Подгорного Воронежской обл.; пунктир — теоретический кальцит

Подгоренский мергель относится к верхнему, а дубенский к нижнему сантону, мергели с р. Крынки принадлежат кампанскому ярусу, обр. 3 — из средней, а обр. 4 — из верхней части толщи глинистых мергелей.

В подгоренских мергелях карбонаты были определены методом титрования («титр») и по CaO и MgO — расчетом в виде суммы $CaCO_3+MgCO_3$. Точки анализов нанесены на диаграмму (фиг. 90). Из нее видно, что расхождение между содержанием карбонатов по титру и по расчету вполне закономерно. Оно уменьшается по мере увеличения карбонатности породы — при содержании карбонатов по титру 73% расчетные карбонаты составляют 75,8%, т. е. на 2,8% больше, а при карбонатности по титру 82% это расхождение снижается до 2%. Такая же картина наблюдается и в мергелях с р. Крынки.

Чтобы определить, с чем связаны нетитрованные основания, были проанализированы нерастворимые остатки мергелей. Анализы производила химик И. В. Тучина.

Навеску в 5 г высушенного при 110° мергеля обрабатывали в стеклянном стаканчике емкостью 0,5 л, содержащем 200 см³ 10%-ной HCl, в течение получаса с помешиванием палочкой. Параллельно обрабатывали две навески — одна на кипящей водяной бане в условиях, соответствующих стандартному методу определения карбонатов титрованием, другая — без нагревания. Помимо нерастворимого остатка, анализировали для баланса исходный мергель и фильтрат.

[1] Метод определения карбонатов титрованием описан в книге «Химический и петрографический методы контроля цементного производства», 1939.

Результаты этих анализов приведены в табл. 78—81, где все проценты даны в пересчете на исходную навеску.

Таблица 78

Подгоренский мергель

Материал		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потери при прок.	Сумма	Нерастворимый остаток
Мергель исходный		11,76	3,93	1,10	45,53	0,51	0,04	36,01	98,77	—
Растворение в 10%-ной HCl без нагревания	Нерастворимый остаток	11,36	3,85	0,96	0,21	0,34	—	1,86	18,80	17,11
	Фильтрат	0,30	0,25	0,12	45,46	0,27	—	—	46,48	
	Сумма	11,96	4,10	1,08	45,67	0,61	—	1,86	64,78	—
Растворение в 10%-ной HCl с нагреванием	Нерастворимый остаток	11,28	2,81	0,98	0,25	0,31	—	1,18	16,81	17,70
	Фильтрат	0,58	0,48	0,15	45,16	0,33	—	—	46,67	—
	Сумма	11,81	3,29	1,13	45,41	0,64	—	1,18	63,48	—

Таблица 79

Дубенский мергель

Материал		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Ca	MgO	SO_3	Потери при прок.	Сумма	Нерастворимый остаток
Мергель исходный		10,10	3,57	1,18	46,94	0,97	0,02	37,11	99,29	—
Растворение в 10%-ной HCl без нагревания	Нерастворимый остаток	9,74	2,88	1,04	0,22	0,89	—	1,20	15,47	15,64
	Фильтрат	0,20	0,18	0,15	46,40	0,11	—	—	47,80	—
	Сумма	10,06	3,26	1,19	46,62	0,50	—	1,20	62,77	—
Растворение в 10%-ной HCl с нагреванием	Нерастворимый остаток	9,70	2,84	0,98	0,31	0,25	—	1,24	15,82	15,15
	Фильтрат	0,44	0,56	0,19	46,81	0,20	—	48,20	—	—
	Сумма	10,14	3,40	1,17	47,12	0,45	—	1,24	63,52	—

Таблица 80

Мергель с р. Крымки, обр. 3

Материал		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потери при прок.	Сумма	Нерастворимый остаток
Мергель исходный		15,05	[illegible]	1,02	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	—
Растворение в 10%-ной HCl без нагревания	Нерастворимый остаток	14,94	[illegible]	0,81	0,24	0,31	—	1,14	19,25	19,12
	Фильтрат	0,26	[illegible]	0,09	44,22	0,16	—	—	45,21	—
	Сумма	14,60	[illegible]	0,90	44,46	0,47	—	1,14	64,46	—
Растворение в 10%-ной HCl с нагреванием	Нерастворимый остаток	14,41	[illegible]	0,77	0,28	0,25	—	0,87	19,26	18,17
	Фильтрат	0,31	[illegible]	0,07	44,34	0,27	—	—	45,59	—
	Сумма	14,72	[illegible]	0,84	44,62	0,52	—	0,87	64,85	—

Таблица 81

Мергель с р. Крымки, обр. 4

Материал		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Потери при прок.	Сумма	Нерастворимый остаток
Мергель исходный		28,36	7,25	2,04	33,33	1,19	0,05	27,67	99,88	
Растворение в 10%-ной HCl без нагревания	Нерастворимый остаток	27,67	6,20	1,57	0,27	0,87	—	2,81	38,89	39,68
	Фильтрат	0,49	0,85	0,42	[illegible]	0,25	—	—	35,04	—
	Сумма	28,16	7,05	1,99	33,60	1,12	—	2,81	[illegible]	—
Растворение в 10%-ной HCl с нагреванием	Нерастворимый остаток	27,69	5,90	1,32	0,24	0,73	—	1,80	[illegible]	6,05
	Фильтрат	0,78	1,26	0,57	32,91	0,39	—	—	35,91	—
	Сумма	28,47	7,16	1,89	33,15	1,12	—	1,80	[illegible]	—

Из этих таблиц видно, что в нерастворимом остатке действительно содержатся нетитрованные CaO и MgO, обычно в количестве около 0,5%. Ход растворения всех четырех образцов мергелей оказался однотипным. Карбонаты растворяются легко и полностью даже на холоду. Растворимость соединений кальция при нагревании увеличивается, но очень немного. Особенно прочно удерживается магний. Больше половины общего количества магния не поддается растворению в условиях опыта и связано, очевидно, не с карбонатами, а с силикатами. Следовательно, нельзя пересчитывать магний мергелей на карбонат.

Общее количество нетитрованных оснований в мергелях в пересчете на карбонаты колеблется от 1,88 до 3,27% (табл. 82).

Таблица 82

Количество нетитрованных оснований в мергелях и в их нерастворимых остатках, выраженное условно в форме карбоната (в %)

№ образца	Материал	По анализу		Расчетно		$CaCO_3$+ $MgCO_3$	Титр ($CaCO_3$)	Нетитрованные основания в пересчете на карбонат	
		CaO	MgO	$CaCO_3$	$MgCO_3$			общее количество	растворимые
1	Мергель	45,53	0,51	81,04	0,97	82,01	70,94	[illegible]	[illegible]
1	Нерастворимый остаток	0,21	0,34	0,37	0,65	1,02	—	—	—
2	Мергель	[illegible]	[illegible]	[illegible]	0,74	84,29	[illegible]	[illegible]	[illegible]
2	Нерастворимый остаток	[illegible]	[illegible]	0,39	0,70	1,09	—	—	—
3	Мергель	[illegible]	0,41	[illegible]	[illegible]	[illegible]	77,43	[illegible]	[illegible]
3	Нерастворимый остаток	0,24	0,31	0,43	0,59	1,02	—	—	—
4	Мергель	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
4	Нерастворимый остаток	[illegible]	0,87	0,48	1,65	2,13	—	—	—

Из них примерно половина связана с силикатами и удерживается в нерастворимом остатке. Такими силикатами являются монтмориллонит, гидрослюды и морденит, которые определены в мергелях оптически и рентгенографически.

Растворимые нетитрованные основания могут быть связаны с фосфатом и сульфатом. В мергелях из Подгорного и с р. Крынки определено 0,3—0,4 P_2O_5 округленно. Если пересчитать кальций, соответствующий этому фосфату, на карбонат, то получим 0,6—0,7% $CaCO_3$, что вместе с сульфатом уже близко к количеству растворимых нетитрованных оснований.

Д. Некарбонатная часть мела и мергелей

Некарбонатную часть мергельно-меловых пород слагают следующие минералы: кварц, полевые шпаты, акцессорные минералы, глауконит, каолинит, гидрослюды, монтмориллонит, опал, халцедон, морденит, пирит, марказит, барит, органическое вещество, гидроокиси железа и гипс. Часть из них находится в форме органических остатков.

1) Механический состав

Механический состав некарбонатной части мергельно-меловых пород определялся путем отмучивания их нерастворимых остатков в воде (табл. 83). Растворение производилось в 5%-ной HCl, на холоду, а отмучивание — сразу после растворения, без высушивания нерастворимого остатка. Процент последнего в породе определялся в отдельной навеске.

Таблица 83

Результаты отмучивания нерастворимых остатков мела и мергелей

№ образца	Порода	Возраст	Место взятия образца	Нерастворимый остаток в %	CaCO₃ в %	Фракции в мм, содержание в %		
						>0,01	0,01—0,002	<0,002
22	Мергель	[illegible]	[illegible]	60,2	33,7	18,2	63,2	18,6
39	»	Cmp_1	[illegible]	41,7	[illegible]	[illegible]	58,5	[illegible]
486	Мел	Cmp_3	Белгород	1,6	98,8	5,7	48,9	44,4
242	Мергель	Cmp_3	Река Луганъ	22,1	74,5	15,2	62,8	22,0
301	»	cm_3	Подгорное	18,2	78,0	2,3	46,0	51,7

По небольшому содержанию фракции >0,01 мм все нерастворимые остатки относятся к группе глин. При этом во фракциях >0,002 мм осталось довольно много глинистых комочков, не распавшихся ни при растворении в HCl, ни под пептизирующим действием дистиллированной воды; также остались зерна глауконита и гидроокиси железа. Очевидно, первичный состав терригенных компонентов мергелей был еще более тонким, чем показано в этой таблице.

2) Органические остатки

Органические остатки в составе некарбонатной части мела и мергелей играют незначительную роль. Сюда относятся опаловые скелеты радиолярий, панцыри диатомовых и спикулы губок, фосфатные остатки — зубы, кости и чешуя рыб, коподопты, а также копролиты. Из них только спикулы губок и их отпечатки встречаются сравнительно часто, прочие же остатки являются большой редкостью. Опаловые спикулы губок наблюдались только в кремнеземистых мергелях, и то в ничтожных количествах. Гораздо шире распространены их отпечатки и псевдоморфозы. Особенно много отпечатков спикул губок в кремнеземистых мергелях, а полуокремнелые участки этих мергелей изобилуют псевдоморфозами по спикулам губок. Отсюда получается впечатление, что опал кремнеземистых мергелей образовался за счет кремневых спикул губок и что эти мергели первоначально представляли собою спонго-кокколитовые илы.

3) Цеолиты

Цеолиты имеют вид призмочек, иногда сильно вытянутых, похожих на иголочки (фиг. 91). Размеры их очень малы — обычно 0,01—0,001 мм в длину и 0,005—0,0002 мм в ширину. Показатель преломления кристалликов 1,487, двупреломление чрезвычайно слабое или отсутствует.

Наибольшие затруднения при изучении осадочных цеолитов вызывают малые размеры их кристалликов, отсутствие чистых скоплений и сложность очистки для анализа. Среди большого количества просмотренных нами (Бушинский, 1950) образцов наиболее удобной породой, откуда можно получить чистые цеолиты, оказался мел из Брянска. Образец мела растворялся в 10%-ной HCl при комнатной температуре в течение получаса. Фракция 0,01—0,001 мм состояла на 80% из цеолитов. Для дальнейшей очистки ее подвергли центрифугированию в жидкости с удельным весом 2,40. Легкая фракция примерно на 98—99% состояла из кристалликов цеолита. Химический состав ее, по анализу, выполненному А. А. Соколовой, оказался следующим (табл. 84).

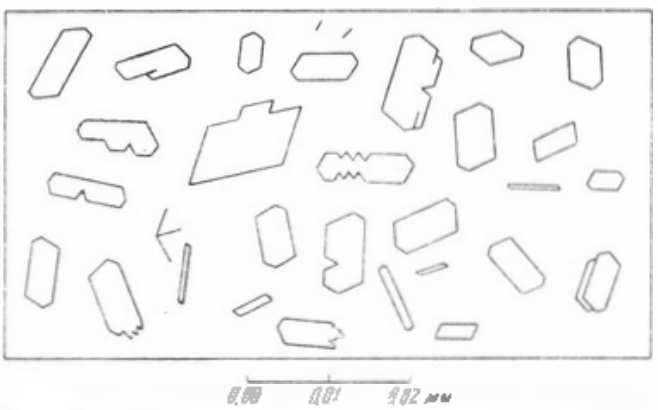
Таблица 84

Химический состав цеолита из брянского мела

Минерал	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O	Сумма
Цеолит	64,62	13,21	0,76	3,70	0,98	2,63		14,10	100,00
Теоретический состав морденита	66,81	12,59	—	3,45	—	—	3,83	13,32	100,00

Как видно из табл. 84, состав цеолита из брянского мела отвечает морденит у — $(Ca, Na_2)O \cdot Al_2O_3 \cdot 9SiO_2 \cdot 6H_2O$, что находится в соответствии и с оптическими данными.

Распространение морденита чрезвычайно широко. Он встречается в мелу, меловых мергелях, опоках и песках Западной Украины, Крыма,



Фиг. 91. Зарисовка кристаллов морденита из нижнетуронского мела. Брянск

Днепровско-Донецкой впадины, Подмосковья, Поволжья и Эмбенской обл., а также в юрских и палеогеновых морских осадках из тех же мест. В пресноводных осадках он не найден.

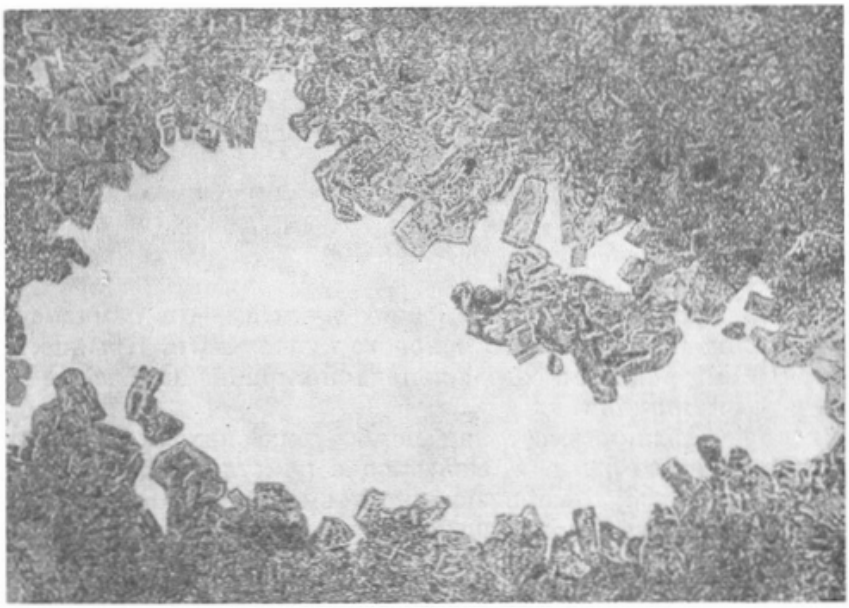
Морденит был обнаружен Н. В. Рейнгартен (1945) в датских и палеогеновых морских отложениях Зауралья. Цеолиты, найденные мною ранее (Бушинский, 1941) среди нижнемеловых песков и фосфоритов верхней и средней Волги и Верхнекамского районов, как теперь выяснилось, также принадлежат морденит у. Только в фосфоритах у с. Кошпир близ Сызрани, кроме морденита, присутствует цеолит, близкий к шабазиту.

Морденит обычно неравномерно рассеян в породах. Нередко он образует щетки кристалликов в микроскопических порах песков, песчаников, глин, мергелей, опок, фосфоритов и пишущего мела. Иногда он скопляется в виде микроскопических линзочек, замещая мел, мергель или опоку. Прекрасные жеоды с кристалликами морденита наблюдались в альбских глинах Брянска, в сантонских глинах с р. Лугани (фиг. 6, 68 и 92), в кампанских мергелях Амвросиевки и в песках того же возраста близ Калача-на-Дону.

По внешнему облику кристалликов или по изотропности их скоплений некоторые авторы принимали морденит то за полевые шпаты, то за опал. Так, П. А. Земятченский (1916) описал и изобразил кристаллики «полевых шпатов», полученные им путем растворения пишущего мела из с. Лиски

Воронежской обл. Такие же «полевые шпаты» нашел В. Н. Чирвинский (1916) в мелу из Киева. В изученных мною образцах мела из тех же мест обнаружен только морденит, а полевые шпаты не найдены.

Е. В. Рожкова и Ю. К. Горецкий (1945), изучая сантонские породы окрестностей Калача и севернее по Дону, определили цементирующее их изотропное вещество как опал. В действительности здесь наряду с опалом присутствует морденит, то в виде изотропного опаловидного цемента, то в форме прекрасных призмочек, усаживающих микроскопические стенки пор или образующих розетки на шариках опала. Во многих случаях цеолитовый цемент преобладает над опаловым.



Фиг. 92. Микрофотография шлифа сантонской глины с р. Лугани. Жеода с кристалликами морденита. Ув. 380, без анализатора

Чтобы избежать такой ошибки при изучении шлифов, необходимо тщательно рассматривать поры при больших увеличениях.

Количество морденита в породах чаще всего выражается долями процентов, но иногда достигает 10 или даже 20%. Такое высокое содержание его имеется в валанжинских конкрециях Кинешемского района на Волге, в сантонских песчанистых опоках бассейна р. Миус, а также в сантонских глинах и алевролитах и в кампанских песках окрестностей Калача-на-Дону.

Ассоциация аутигенных минералов, сопутствующая мордениту, немногочисленна и довольно постоянна. Всюду морденит встречается совместно с глауконитом, часто с опалом, иногда с халцедоном, кварцем, курскитом, франколитом, монтмориллонитом, понтронитом, кальцитом, пиритом или марказитом, шабазитом и гидрослюдами. Морденит найден в морских осадках, как мелководных — грубые альбские и сеноманские пески Канева и Брянска, — так и в сравнительно глубоководных — пишущий мел Брянска, Белгорода и Ворошиловграда. Элювиальная зеленая глина, покрывающая поверхность выветривания мела и некоторых мергелей, состоит в значительной мере из морденита, который сконцентрировался в ней, как в нерастворимом остатке.

При изучении пресноводных песков и глин готерива, баррема и апта Воронежской и Курской обл. морденит не обнаружен.

Судя по тому, что морденит в морских осадках образует щетки кристалликов в порах курскита или опалового песчаника, нарастает на шарики опала и на халцедон, можно считать его минералом позднедиагенетическим.

Так как крупные скопления морденита до сих пор не были известны и свойства его не изучены, то для практических целей он нигде не применяется. Для получения больших количеств морденита наиболее подходящей породой являются кампанские пески, обнаженные по правому берегу Дона, в Калачевском районе Сталинградской обл. Мощность толщи этих песков 40 м, содержание морденита в них по приблизительному определению составляет около 5%.

Вследствие того, что морденит трудно разлагается кислотами, то можно предположить, что при техническом его использовании для смягчения жестких вод или для других реакций катионного обмена он будет сравнительно стойким. Однако, чтобы использовать его в этом направлении, помимо очистки природного материала, потребуется превращение мелких кристалликов в зернистый продукт.

4) Барит

Кристаллы барита встречены в трех пунктах — в кампанских глинистых мергелях Белояровского мелового купола на р. Крынке, в туронском мелу у Райгородка на северо-западной окраине Донбасса и в кампанском мелу у г. Валуйки.

Барит с р. Крынки имеет вид ромбоэдрических кристаллов серого цвета, размеры их до 5 мм. У Райгородка кристаллы барита нарастают на кремневые (фиг. 93) и марказитовые конкреции. У Валуек баритовые кристаллы *встречаются нарастшими на* ростры белемнителл и местами выполняют их альвеолы. В соседних с указанными районах барит, даже в тех же слоях, не прослеживается.

В осадочных породах барит известен очень давно и ему посвящена уже большая литература. В последние годы появились две сводные работы по этому вопросу — Ф. В. Чухрова (1937) и Ревелла и Омери (Revelle a. Emeri, 1951).

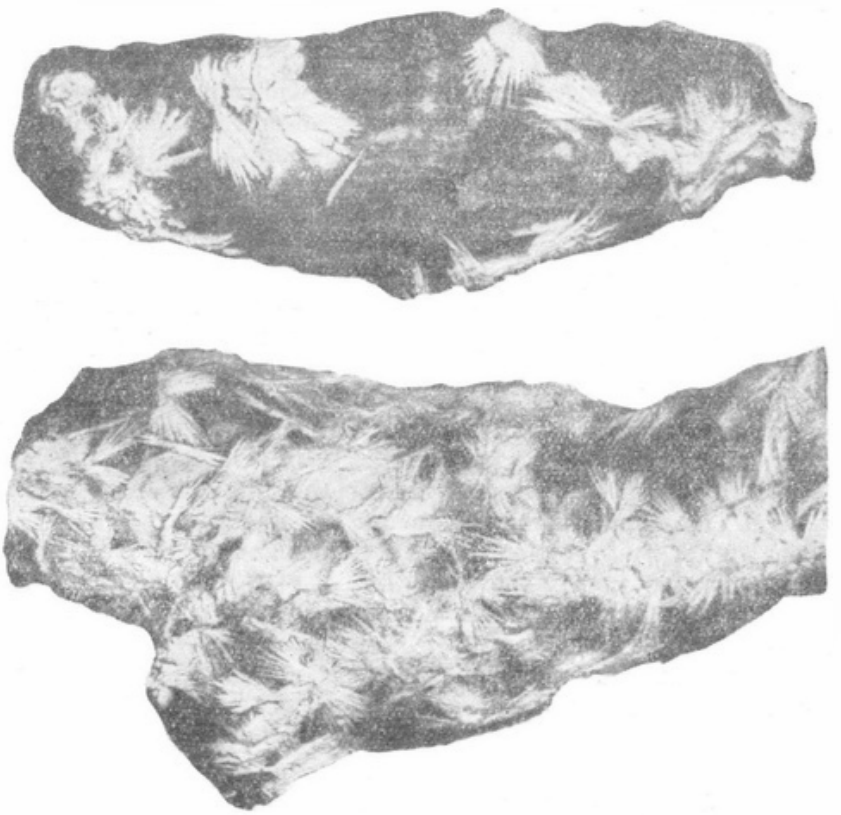
Хлористый барий легко растворим в воде. Его растворимость при 20° составляет 360 г/л. Бикарбонат и сульфид бария имеют значительно меньшую растворимость — около 100 мг/л. Если к раствору бариевой соли добавить какой-либо растворенный сульфат, то барий будет осажден количественно в виде барита. Такой способ применяют химики для осаждения и количественного определения бария. Отсюда можно заключить, что барит чрезвычайно мало растворим.

Природные поверхностные воды всюду содержат сульфаты, поэтому трудно представить, чтобы в них возможно было существование бария в виде хлорида или других растворимых соединений. Скорее всего, он переносится этими водами в форме мелких частиц барита и осаждается, согласно физическим законам, наравне с другим тонким материалом. Переносчиками значительной части бария являются полевые шпаты, в решетку которых он входит в виде изоморфной примеси.

Как бы вопреки своей ничтожной растворимости кристаллы барита все же встречаются в осадочных отложениях, нередко в форме конкреций, иногда довольно крупных. Такое своеобразное поведение бария возбудило тем больший интерес к нему у геологов. В связи с этим, о происхождении барита в осадочных породах было высказано немало различных теорий. Откладывая их разбор на другое время, остановимся только на последней теории, опубликованной Ревеллом и Омери в 1951 г. Она

нуждается в рассмотрении потому, что некритическое использование ее может привести к недоразумениям.

Немного западнее Калифорнии, у острова Клемента, с глубин 650—800 м Ревелл и Эмери собрали 100 кг ила, среди которого ими обнаружено около 250 конкреций барита. Размеры их от 1 до 25 см, вес от 2 до 1300 г, средний вес конкреции 60 г. Форма конкреций разнообразная — удлиненная или эллипсоидальная, полукруглая, тонкая, плоская и неправильно-ветвистая, поверхность их шероховатая, часто с бугорками. Содержание $BaSO_4$ в конкрециях от 60 до 80%, пористость 18—33%.



Фиг. 93. Белые кристаллы барита на черных туронских кремнях Рашгородок на р. Донце. Нат. вел.

Содержание полуторных окислов, по отношению к кремнезему, в конкрециях значительно выше, чем в илу. В них отмечается также повышенное содержание стронция.

На основании тщательного изучения фораминифер из ила и из конкреций установлено, что они образовались в нижнем плиоцене.

Авторы полагают, что желваки барита образовались в результате реакции между грунтовой водой ила и горячими ювенильными растворами, восходящими из глубин вдоль разрезов крутых складок. Эти ювенильные воды принесли также Fe, Al и Sr и имели низкую щелочность и низкое pH. Вероятно, подобное происхождение, по мнению авторов, имеют бариты двух других местонахождений, известных на дне моря у берегов острова Кав и Цейлона.

Такое предположение о происхождении барита на дне современных морей не является единственно возможным, более того, оно представляется

мне мало вероятным. У берегов Калифорнии вместе с баритом встречаются и фосфоритные конкреции, тоже третичного и, отчасти, четвертичного возраста. В этих же местах имеются сильные придонные морские течения восточного направления. Очевидно, что при размывании этими течениями рыхлых третичных и четвертичных отложений тонкий песчано-глинистый материал был унесен, а конкреции фосфоритов и барита остались на морском дне.

Этим выводом вопрос о происхождении барита еще не решается. Можно только предположить, что он образовался в более отдаленное время — в третичный период.

Обратимся к данным о распространении бария в подземных водах. Обычно барий не анализируется в водах, так как содержание его в них ничтожно. По данным Т. И. Казминой (1951), нефтяные воды Второго Баку содержат бария до 57 мг/л. На основании определений бария из вод ряда районов она пишет: «Барий встречается главным образом в бессульфатных водах, преимущественно хлоркальциевого типа». Вместе с барием в них содержится и много стронция.

Спрашивается, — откуда в бессульфатных водах столько бария и стронция? Если исходить из предположения Ровелла и Эмери для баритов Калифорнии, то следует допустить, что барий и стронций в нефтеносных водах Второго Баку, да и сами эти воды, — ювенильного происхождения. Отсюда остается один шаг до признания магматической теории генезиса нефти.

Представляется более вероятным другое предположение, — что барий и стронций перешли из породы в раствор вследствие десульфатизации вод. В местах встречи таких вод с сульфатными водами барий будет осажден в форме барита. Баритоносные породы такого происхождения будут иметь ограниченное распространение по простиранию.

Следовательно, присутствие барита указывает на бывшее распространение бессульфатных вод, может быть нефтеносных. Не исключена возможность и других способов происхождения барита в осадочных породах, например — при десульфатизации грунтовой воды в раннюю стадию диагенеза морских осадков, вне связи с нефтеносными отложениями.

Приведенные данные показывают, что аутигенный барит не всегда является стратиграфически руководящим минералом.

5) Прочие минеральные примеси

К в а р ц, полевые шпаты и акцессорные минералы находятся в форме зерен, диаметр которых обычно меньше 0,1 мм. Все они принесены с суши, т. е. являются терригенными образованиями. Среди них резко преобладает кварц. Он изредка встречается и как аутигенный минерал, выполняя поры в кремнях, каналы и спикулах губок или замещая кальцитовые раковины форминифер. Аутигенные полевые шпаты не найдены.

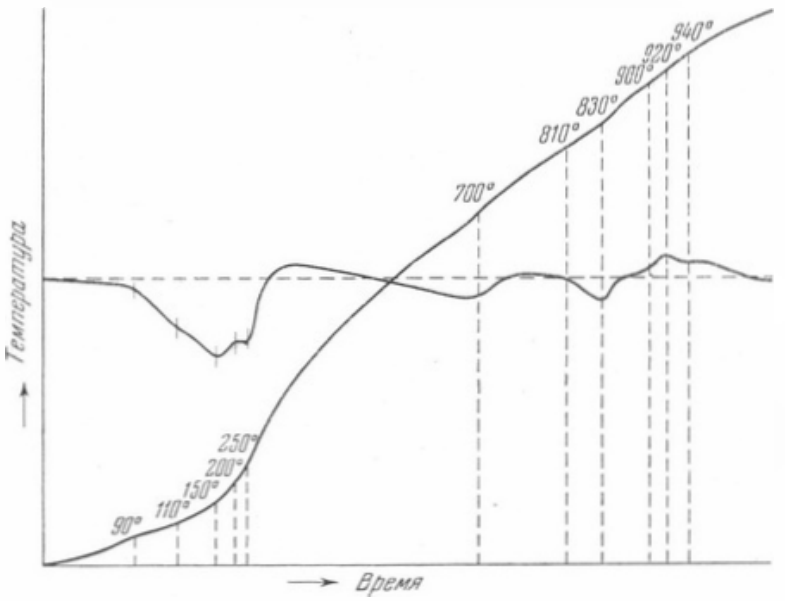
Г л а у к о н и т имеет округлую, почковидную или угловатую форму, зеленый цвет, диаметр его зерен обычно 0,05—0,1 мм. Содержание глауконита варьирует от 0,1 до 5%. Количество его очень мало в мелу и в тонких мергелях, но сильно возрастает в песчанистых мелах и мергелях. Скопления угловатых зерен глауконита наблюдались в некоторых ходах илоядных животных. Эти угловатые обломки здесь получались, очевидно, в результате пережевывания илоядами округлых глауконитовых зерен.

К а о л и н и т и г и д р о с л ю д ы определены А. Н. Лямпной по рентгенограммам тонких фракций нерастворимого остатка кампанского мела из Белгорода, кампанского мергеля из Амвросиевки и сантонского мергеля из Подгорного. Образцы снимались ею железным нефильтрован-

ным излучением в камерах Дебая 57,3 мм. Дебаеграммы измерялись линейком с точностью до 0,1 мм, что давало точность определения межплоскостных расстояний ±1% для углов отражения больше 9°.

Монтмориллонит распространен в отдельных прослоях мела и мергелей. Он слагает глинистую часть мергельной прослойки в низах турона у г. Старого Оскола и на северо-западной окраине Донбасса и прослойки глинистого мела в низах кампана у г. Валуек. Определение монтмориллонита сделано по термограмме (фиг. 94), полученной в Термической лаборатории Института геологических наук Академии Наук СССР А. И. Цветковым, а также по оптическим свойствам минерала. Кроме того, монтмориллонит констатирован А. Н. Ляминой в сантонском мергеле из с. Успенского на южной окраине Донбасса.

Интересно отметить, что увеличение содержания монтмориллонита в породах не сопровождается увеличением количества или размеров



Фиг. 94. Термограмма нерастворимого остатка (монтмориллонит) кампанского мела из г. Валуйки

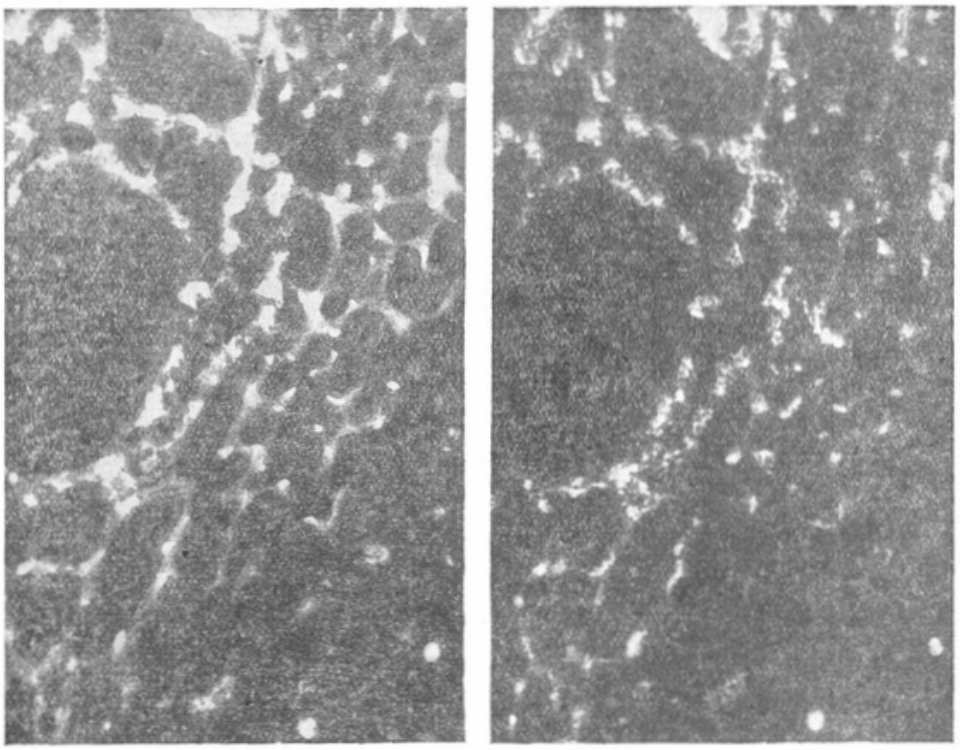
зерен кварца, как это наблюдается в случае с каолинитом или гидрослюдами. Очевидно, образование монтмориллонитовых прослоев не связано с терригенным сносом, а скорее всего, является результатом разложения пепловых туфов. Указать первоисточник этих туфов пока еще невозможно.

Как бы то ни было, монтмориллонитовые прослойки заслуживают внимательного изучения, так как они могут оказаться хорошими маркирующими горизонтами. На северо-западной окраине Донбасса в монтмориллонитовых мергельных прослойках турона встречены гальки мела.

Опал находится в форме опаловых спикул губок и в виде мельчайших округлых гранул, рассеянных в мелу и в мергелях. Диаметр их обычно меньше 5 μ, в различных породах неодинаковый. Например, переходный сантонско-кампанский мергель из Белгорода содержит опаловые глобули диаметром 2—3 μ, а в кампанских и маастрихтских мергелях окраин Донбасса диаметр глобул обычно меньше 1 μ. Главная масса опала в этих мергелях находится в форме непрочных агрегатов, образующих сетку-скелет, в которую заключена карбонатная масса. При растворении кремнеземистого мергеля в соляной кислоте такой скелет

не разрушается, но затем, под действием пептизаторов, он распадается в коллоидальную массу.

Содержание опала в мелу и в мергелях весьма различное. Так, в кремнеземистых мергелях окраин Донбасса 50—70% нерастворимого остатка сложено опалом. Верхнетуронские, коньякские и сантонские мергели Курской и Брянской обл. также содержат много опала. В сантонских глинистых мергелях с. Подгорного и в белгородском мелу опал микроскопически не обнаружен.



Фиг. 95. Микрофотография шлифа кремнеземистого мергеля с р. Крынки. Светлое — халцедон, выполняющий полости от растворенных спикул губок. Ув. 40.

а — без анализатора; б — при скрещенных николях

Халцедон вместе с аутигенным кварцем и отчасти с опалом слагает кремневые конкреции, рассеянные в мелу и в мергелях. Кроме того, в кремнеземистых мергелях окраин Донбасса он образует псевдоморфозы по спикулам губок (фиг. 95). В туронском мелу Брянска халцедон замещает некоторые обломки раковин иноцерамов. Содержание халцедона в мергельно-меловых породах незначительно.

Пирит и марказит находятся в форме шаровидных лучистых конкреций, неравномерно рассеянных пылеватых частиц, псевдоморфоз по спикулам кремневых губок и редко в виде прожилков. В туронском белом пишущем мелу окрестностей Славянска некоторые конкреции достигают 16 см в диаметре, а их сростки имеют вес до 10 кг. Некоторые пиритовые конкреции облекают кремневые, указывая этим на свое сравнительно позднее образование.

Гидроокиси железа образуют пятна, прожилки, сгустки и палочки. Они вместе с гипсом встречаются в окисленной зоне мергельно-меловых толщ и являются продуктом разложения пирита или марказита.

В неокисленных мергельно-меловых породах из буровых скважин свободные гидроокиси железа не обнаружены.

Спектральный анализ мергельно-меловых пород производился в Спектральной лаборатории Института геологических наук Академии Наук СССР И. Лилуновым. Сантонские и кампанские мергели из Амвросиевки, Ворошиловграда и Валуек оказались довольно однотипными.

В отличие от них, в туронском и кампанском мелу и в ростре *Belemnitella mucronata* S c h l o t h найдены только следы меди, натрия, стронция, марганца и титана. По-видимому, микроэлементы в меловых породах связаны с нерастворимым остатком или с терригенными компонентами.

Е. Текстуры и методы их проявления

Внешний вид мергельно-меловых пород весьма однообразен и поэтому какие-либо структуры или текстуры в них не отмечались, если не считать включения конкреций, органических остатков, трещиноватости выветривания и присутствия пятен. Природа последних оставалась неясной. В заметке Кайе (Cayeux, 1938) описаны брекчиевидные текстуры, возникшие в результате окремнения или фосфатизации мела из северной Франции.

В действительности все мела и мергели обладают текстурами, часто весьма разнообразными, но почти всегда скрытыми. Некоторые из них удается заметить в обнажениях, но их можно сделать отчетливыми и ясными путем специальной обработки образца. Мною было испробовано много различных методов обработки породы: пропитка ее водой, минеральными маслами, канифолью, канифольно-масляными смесями, лаками, олифами, парафином, растворами целлулоида в ацетоне и растворами асфальта в бензине при различных условиях температуры и времени, а также концентрации различных красителей, которые добавлялись к жидкости. Производилось также прокаливание породы при различных температурах и обработка ее поверхности слабыми кислотами и щелочами. В результате этой работы выяснилось, что строение породы проявляется наиболее отчетливо в результате пропитки ее трансформаторным маслом. Неплохие результаты дают и другие машинные масла и профильтрованная сырая нефть.

Возможность проявления обусловлена тем, что различные участки породы обладают неодинаковой способностью впитывать и удерживать масло или другую жидкость. Это зависит главным образом от неодинаковой пористости этих участков. После того как порода только что впитала жидкость и имеет еще однородную окраску, в ней начинает происходить перераспределение жидкости. При этом участки, обладающие бóльшей способностью ее удерживать, высасывают ее из участков, не имеющих такого свойства. В результате этого процесса участки, больше напитавшиеся жидкостью, оказываются более темными, а остальные — более светлыми. Отсюда ясно, что если порода пересыщена или недосыщена жидкостью, то она плохо проявит свое строение. Одни особенности породы для своего проявления требуют большего насыщения жидкостью, другие — меньшего. Например, поперечные полоски ходов червей, которые являются столь важным признаком, хорошо видны только в начальной стадии проявления или при пересыщении породы, в то время как сами ходы при этом видны слабо. В нормально проявленном образце ходы видны хорошо, но поперечные полоски в них не заметны.

Для получения неисчезающего рисунка необходимо весь кусок породы равномерно пропитать жидкостью. Это удобнее делать с тонкими плитками или пластинками породы. Пластинки, проявленные трансформаторным маслом, сохраняли свой рисунок в течение шести лет.

При отборе образцов для проявления необходимо на место помечать на образце его ориентировку — верх или низ и север — юг. Пластинки породы толщиной в 6—7 мм легко выпиливаются обыкновенной лучковой пилой, а если порода твердая, — то пилой по металлу. От буровых кернов выпиливаются продольные и поперечные пластинки. Выпиленную пластинку нужно очистить ножом или пришлифовать до получения совершенно гладкой поверхности, а образовавшуюся на ней пыль смыть водой, потирая пальцами. Потом на пластинку следует нанести номер, ориентировку и поставить ее на сушку.

Некоторые разновидности мергелей и почти все глины при отмывке водой разрушаются. Поэтому поверхность пластинки из таких пород отмывается в масле или очищается от пыли сухой мягкой щеткой.

Высушенная пластинка погружается на 5—20 минут в ванночку с маслом. Продолжительность пребывания пластинки в масле зависит от скорости пропитки, что в свою очередь определяется толщиной пластинки, характером пористости породы и вязкостью масла.

Пропитанную маслом пластинку кладут на угол ванночки или в другое место, при этом масло частью стекает, частью впитывается и одновременно происходит проявление, которое длится 10—30 минут, а иногда и более. Если пластинка недопроявлена, то ее нужно либо снова погрузить в масло, либо смазать кисточкой один или несколько раз.

В случае, если пластинка перепроявлена, т. е. и на ней оказался избыток масла, от него можно избавиться двумя способами. Первый способ: пластинку нагревают на электрической плитке, масло при этом выступает на поверхность, и его можно удалять, прикладывая бумагу. Второй способ: пластинку обмазывают глиной и высушивают; при этом часть масла отсасывается глиной, которую затем отмывают. Первый способ, конечно, быстрее, но он требует большой осторожности, так как масло может «пригореть» и тогда образец будет испорчен.

Проявленные таким способом скрытые текстуры пород имеют различное происхождение. В одних из них обнаруживается микрослоистость, в других — фекальные зерна и ходы илоядных животных, в третьих — трещиноватость или жильчатость.

Микрослоистость образована чередованием светлых и темных слоечков, толщина которых измеряется долями миллиметра. Наиболее окрашенные слоечки видны и без проявления.

Аналогичная микрослоистость известна в черноморских глубоководных илах (Архангельский и Страхов, 1938). Она отражает там сезонные изменения в накоплении осадков. Зимой и весной отлагаются светлые слоечки, а летом и осенью — темные, сильнее окрашенные органическим веществом. Следовательно, каждая пара слоев соответствует одному году жизни бассейна.

Такая детальная летопись геологических событий сохраняется весьма редко. В меловой системе, насколько мне известно, она еще никем не обнаружена. Из Днепровско-Донецкой впадины у нас имеются два образца микрослоистых пород. Один из них — мергель из низов толщи кампанских мергелей р. Крынки, другой — глинистый мел из низов маастрихта Перекопской скважины близ г. Ромны. Толщина слоечков в мергеле весьма различна, некоторые из них разрушены илоядами (см. фиг. 64, *б*).

По сравнению с кампанским мергелем микрослоистость маастрихтского глинистого мела гораздо более тонкая, а светлые или темные слойки более однородны. Толщина их варьирует от 0,03 до 0,4 мм и хорошо выдерживается. В одном сантиметре керна по вертикали содержится в среднем около 120 пар слоечков. Следовательно, для накопления слоя мела мощностью 1 см потребовалось 120 лет.

Текстура и структура ходов илоядных животных сложна и многообразна. В ней отражена жизнь разнообразных бесскелетных существ, следы которых ранее ускользали от палеонтологов. Каждая форма требует своего палеонтологического описания и установления ее отношения к стратиграфии, фациям и географическому распространению. Это еще не сделано и поэтому здесь на них можно остановиться только кратко.

На поверхности проявленного образца видны то светлые, то темные округлые пятна, полосы и комья с отростками (см. фиг. 46, 48, 60, 61, 62, 64, 65, 66). На полосах часто можно видеть поперечные полуокружности, направленные выпуклостью в одну сторону. Эти полуокружности являются наиболее важным доказательством хода червя, периодически передвигавшегося в направлении, обратном их выпуклостям. Следовательно, «полосы» представляют собой фекальные стержни. Они имеют округлое поперечное сечение. Но изредка встречаются стержни, имеющие форму ленты. Первоначально они были приняты за ходы плоских червей, но возможно, что это следы меандрирующих видов, аналогичных современным древесным короедам.

Округлые пятна являются поперечными разрезами либо круглых ходов, либо фекальных зерен.

Комья с отростками (см. фиг. 66) еще не разгадоны, возможно, что это остатки голотурий. Местами от этих комьев, наряду с отростками, отходит сетка слепых трещин, которые тоже видны только после проявления.

Светлые зерна и стержни содержат $CaCO_3$ на 2—3% больше, чем основная масса мергеля, а темные, наоборот, — меньше. После обжига мергеля на месте темного хода образуется плотно спекшаяся масса или даже выплавка, а на месте светлого — белое пятно, содержащее свободную известь. При травлении полированной пластинки кислотой на месте светлых пятен образуются углубления, а темные дают выступы (см. фиг. 62).

Весьма интересна причина различного содержания $CaCO_3$ в разных ходах. На первый взгляд кажется, что она заключается в физиологических особенностях питания и пищеварения различных видов червей — одни из них избирательно питались, предпочитая карбонатный материал, другие, наоборот, — более глинистый; третьи, поглощая без разбора всю массу ила, растворяли часть карбонатного вещества в процессе пищеварения. При изучении шлифов, а также при микроскопическом просмотре препаратов, изготовленных из основной массы мергеля, и различных ходов между ними не было обнаружено какого-либо существенного различия.

В то же время вещество различных ходов совершенно по-разному относится к миграции не только карбоната кальция, но и кремнезема. Это можно хорошо видеть на поверхности кремней. На месте светлых ходов видны небольшие углубления, а там, где проходят темные, заметны бугорки, валики или кольца. В кампанских кремнях Валуйского района бугорки настолько велики, что образуют сучки, обычно полые внутри. В сантонских трепелах из Дубенки ходы одних червей пропитаны в черную твердую опоку, ходы же других видов, наоборот, — в более рыхлую и светлую массу, чем вмещающая их порода. Резко выраженные ходы илоядных животных имеются в коньякских кремнях Краматорска и Славянска.

Многие фосфоритные желваки имеют на своей поверхности углубления — следы избирательной фосфатизации породы, изрытой ходами [illegible].

Все эти факты позволяют предполагать, что современное различие в составе ходов обусловлено особенностями заключавшегося в них органического вещества, которое по-разному воздействовало на миграцию

кремнезема, карбоната кальция и фосфатов, способствуя то их растворению, то осаждению.

Отсюда возникает вопрос, что же это за органическое вещество, которое так сильно влияет на миграцию и осаждение ряда веществ? Каковы его свойства и как оно распределяется в илах? Эти вопросы требуют особого изучения.

Ходы илоядов слегка приплюснуты в вертикальном направлении, иначе, — перпендикулярно плоскости напластования. Первоначально многие из них были круглыми, а затем, при уплотнении ила, стали эллипсоидальными. Отношение осей (большой к малой) этих эллипсоидов дает представление о степени усадки ила. Длинная ось параллельна плоскости напластования. Следовательно, по ориентировке ходов можно определять слоистость в неслоистых породах.

Ходы илоядных животных в изобилии распространены во всей толще меловых отложений, за исключением двух микрослоистых прослоев, о которых говорилось выше. Одни виды илоядов по вертикали разреза быстро сменяются другими. Это дает возможность производить более дробное расчленение «немых свит» на зоны и подзоны и точнее отбивать стратиграфические границы, что часто невозможно сделать ни по форминиферам, ни по минералам тяжелой фракции, ни по химическому составу. Такого рода детальное стратиграфическое расчленение меловых отложений по ходам илоядов, с применением метода проявления, произведено в Амвросиевском районе и по р. Лугани (М. Г. Немировская), а также по Дону (Г. И. Носов).

Обычно считают, что ходы илоядных животных свойственны только мелководным отложениям. Такой взгляд не соответствует действительности. Фекальные зерна и ходы илоядов указывают Мур (Recent marine sediments a. symposium, 1939), а также Брамлетт и Брэдли (Bramlette a. Bradley, 1940) в морских илах, начиная от берега и до абиссальных глубин. Извлеченные со дна Атлантического океана колонки илов с ясно выраженными ходами илоядов (фиг. 96) поразительно похожи на наши меловые проявленные мергели. Типы фекальных зерен из современных и ископаемых осадков изображены на фиг. 97.

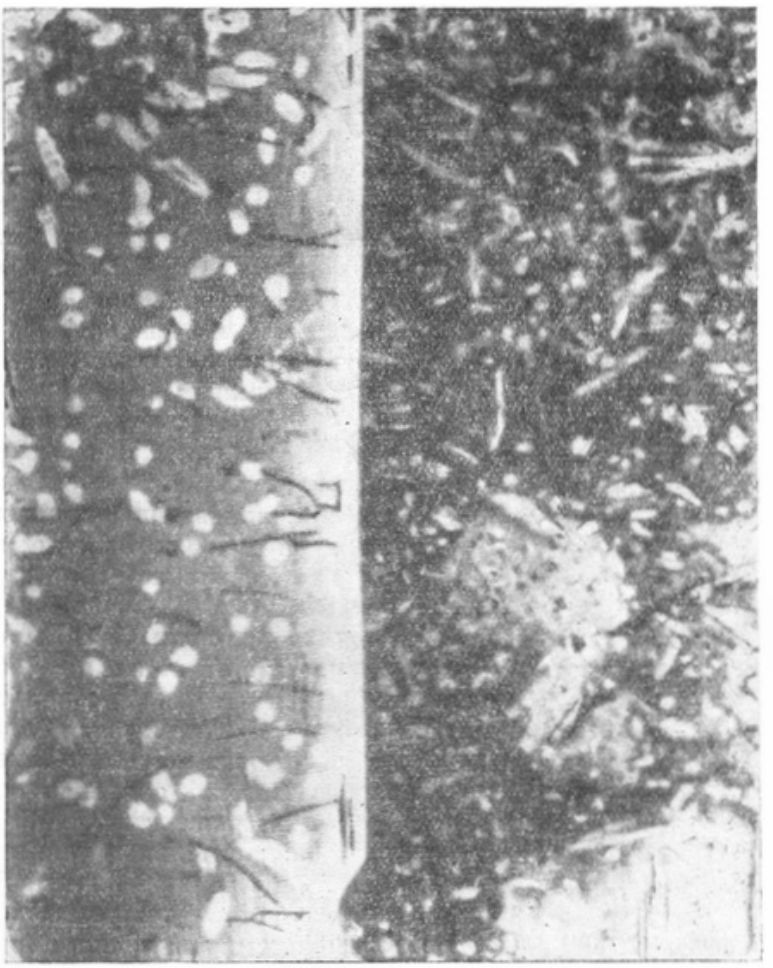
Мелководные осадки изменяются в фациальном отношении весьма быстро даже на коротком протяжении. Соответственно и население илоядов в них также изменчиво. Глубоководные отложения, как, например, мел и мергели, довольно постоянны на значительных пространствах. Отсюда мы вправе ожидать, что и комплекс илоядов будет выдерживаться в них на большом протяжении. Это лишний раз подчеркивает значение илоядных организмов для стратиграфии.

Различные типы современных и ископаемых фекальных зерен морских животных показаны на фиг. 97. В ископаемом состоянии резко преобладает одна форма (см. фиг. 97, *6*). Она относится к весьма различным животным и поэтому определить ее принадлежность какому-либо определенному организму пока невозможно. Эта форма, превращенная в фосфат, часто встречается в фосфоритоносных породах различных ярусов на Русской платформе (Бушинский, 1938), в Средней Азии, Северной Африке и США.

Следы жизнедеятельности илоядных животных иногда хорошо видны и без искусственного проявления. Так, в сенонских опоках Ульяновской и Саратовской обл. отчетливо выделяются то темные, то светлые округлые и удлиненные пятна, являющиеся ходами и фекальными зернами илоядов. Эти пятна отличаются от основной массы опоки большей или меньшей твердостью, поэтому по-разному поддаются выветриванию. Органическое вещество, окрашивающее опоки в темный или черный цвет, легче окисляется в менее твердых участках, делая их светлыми или белыми. Таким путем происходит природное проявление ходов илоядов.

Отчетливые ходы илоядов видны без всякого проявления в туронских и сенонских известняках, содержащих прослои кила в Крыму.

Наряду с проявлением следов илоядных животных, почти во всех чистых мелах и в некоторых мергелях обнаруживается **брекчиевидная или жильчатая текстура**. Размеры обломков весьма различны, варьируя от 1 мм до 5 см. Как видно из сравнения горизонтального (фиг. 98) и вертикального (фиг. 99) срезов, обломки явно



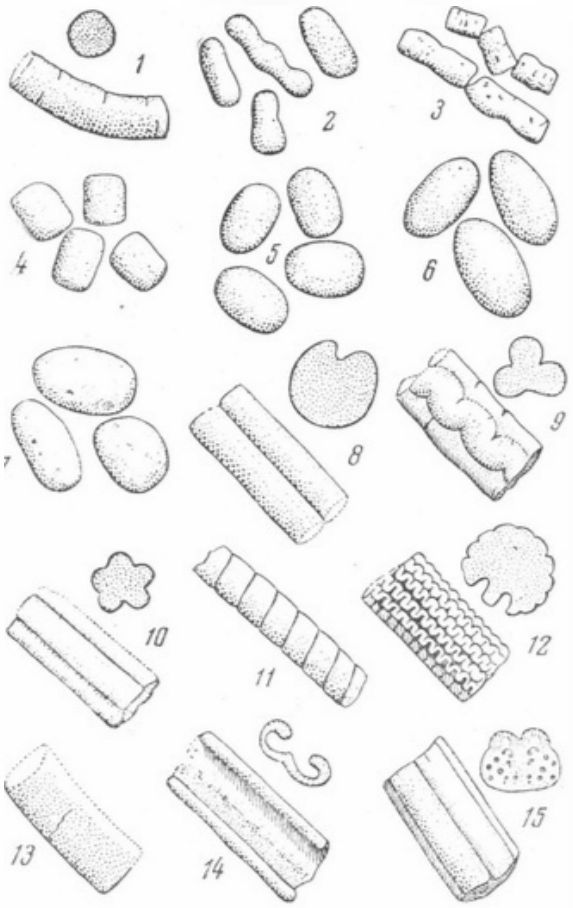
Фиг. 96. Фекальные зерна и ходы илоядных животных в колонках глубоководных илов Атлантического океана, по Брамлетт и Бредли (1940).

а — с глубины 4190 м; *б* — с глубины 3230 м. Нат. вел.

удлинены в вертикальном направлении биподобно клиньев. Смещения обломков относительно друг друга отсутствуют или весьма незначительны. Закругление их ребер не наблюдалось. Обломки сцементированы породой, которая ни макроскопически, ни микроскопически неотличима от самих обломков. В обломках мела из Валуек определено 97,9% $CaCO_3$, а в их цементе — 97,2% $CaCO_3$. Только после проявления образца цемент приобретает более темный оттенок, чем обломки. При этом обнаруживается, что некоторые виды ходов имеют такой же оттенок, как и цемент.

Цемент брекчий отличается большей прочностью, чем обломки, и поэтому на выветрелых или растворенных кислотой плоскостях мела он выступает в виде прожилков. Многочисленные механические испытания показали, что по своей прочности брекчиевидный мел не уступает сплошному, а часто даже превосходит его.

При прослеживании брекчиевидных слоев мела выяснено, что они располагаются слоями, мощностью 0,5—10 м, параллельными плоскостям напластования. Эти слои не имеют никакой связи ни с тектоникой, ни с поверхностями выветривания.



Фиг. 97. Различные типы фекальных зерен, по Муру (1939).

1 — Patella vulgata; 2 — Abra nitida; 3 — Holoturia nigra; 4 — Tellina donacina; 5 — Abra alba; 6 — овидные зерна из глобигеринового ила с глубины 4170 м; 7 — ископаемые зерна из нефтеносных сланцев Калифорнии; 8 — Leda minuta; 9 — Pecten (Chlamis) varia; 10 — Nucula tenuis; 11 — Mya truncata; 12 — Gibbula magus; 13 — Emagrinula fissura; 14 — Mytilis edulis; 15 — Galathea squamifera

Приведенные здесь факты указывают на то, что возникновение брекчиевидной структуры скорее всего связано с процессом уплотнения породы или ила на дне моря при диагенезе. Возможность возникновения «брекчии» или трещин в илу на дне водоема иллюстрируется следующим опытом. Если тонкий известковый ил или тонкую глину, отстоявшуюся в стакане, слегка встряхнуть, то в ней появляются трещины, не заплывающие в течение многих суток. Они похожи на трещины высыхания. Ширина их обычно около 1—2 мм, а глубина — несколько сантиметров. Подобные трещины под водой возникают также в результате обезвоживания и усадки ила, без механического воздействия извне. Однако самопроизвольная трещиноватость ила получается значительно труднее.

Таким образом, брекчиевидная структура мела могла возникнуть на дне моря в результате обезвоживания и усадки известкового ила. Такую структуру, которая получилась в результате диагенеза ила, можно назвать диагенетическом брекчией или диагенетической трещиноватостью.

Кремни, заключенные в брекчиевидном мелу, тоже носят следы трещиноватости мела, возникшей до затвердения кремней. Об этом сказано далее.

Наконец, следует отметить, что после проявления были обнаружены гальки мела в мелу из низов турона Лисичанского и Славянского районов и в мелу из основания коньяка на Кшашинском меловом куполе по р. Крынке. Гальки хотя и слабо, но нередко видны и без проявления. Кроме того, прослои галек мела встречаются в туронском, коньякском и маастрихтском мелу Поволжья. Эти факты указывают на небольшую глубину мелового бассейна

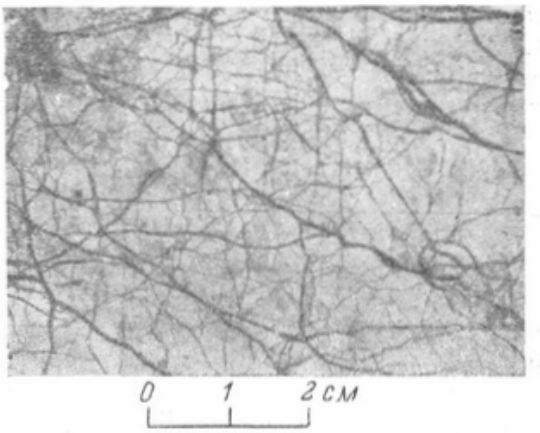
Метод проявления структур и текстур мергелей и мела может быть использован при изучении тонкопористых пород. Он позволяет:

1) обнаружить следы илоядных животных, а по ним уточнить стратиграфию и генезис породы;

2) по ориентировке сплющенности ходов установить направление слоистости и условия залегания песлоистой толщи: это особенно важно при изучении кернов буровых скважин;

3) обнаружить скрытую трещиноватость, что существенно при литологических, тектонических и инженерно-геологических исследованиях;

4) в цементных мергелях — натуралах — вскрыть причину и степень их неоднородности, которая является существенным показателем при оценке мергелей как полезных ископаемых.

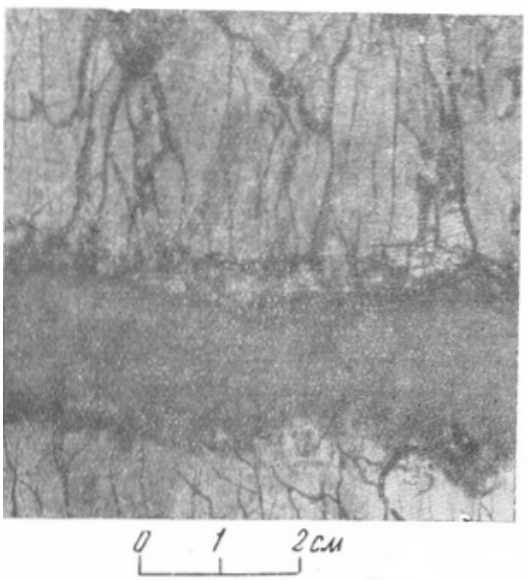


Фиг. 98. Брекчиевидный или жильчатый мел, проявленный трансформаторным маслом; горизонтальный срез. Кампан, г. Валуйки.

Прежде чем переходить к вопросу о происхождении, рассмотрим сначала состав мела других районов.

Состав мела Западной Европы и Поволжья

Состав меловых отложений Франции описан в монографии Кайе (Cayeux, 1897). Меловые отложения Англии подробно изучены Джекс-Брауном и Хиллом (Jukes-Browne a. Hill, 1900—1903). Наиболее ясную и точную картину состава, строения и происхождения мела Поволжья дают исследования А. Д. Архангельского (1912). Это три важнейшие монографии по изучению мела. За последние полстолетия в зарубежной литературе более крупных работ по мелу не появилось.



Фиг. 99. То же, что на фиг. 98, вертикальный срез.

Мел и мергели известны во всех ярусах верхнемеловых отложений, начиная от сеномана и по маастрихт включительно. Состав руанского мела Франции, наиболее типичного, приведен в табл. 85, составленной А. Д. Архангельским по данным Кайе. По внешнему виду это белый мел с кремнями. В верхней зоне он становится серовато-белым и кремней не содержит.

Из минералов моря в руанском мелу присутствует небольшое количество глауконита, увеличивающееся в нижней зоне. Максимальный диаметр обломочных зерен 0,2 мм. В числе форминифер подсчитаны и сферы, которые Кайе назы-

вает фораминиферами из родов орбулина и фиссурина. Количество их обычно невелико, но иногда они преобладают над другими органическими остатками. Особенно много их в мелу зоны *Inoceramus labiatus* низовьев Сены. В мелу департамента Норд наряду с глауконитом встречаются зерна фосфорита, а максимальный диаметр обломочных зерен увеличивается до 0,7 мм, содержание $CaCO_3$ составляет 93—97%, нерастворимого остатка — 0,7—3,7%. В кремнях французского и германского мела присутствуют разнообразные радиолярии и динофлягелляты.

Таблица 85

Состав руанского мела Франции

Зоны	Организмы	Цемент	Средний диаметр обломочных зерен в мм
a) *Inoceramus labiatus*	Фораминифер до 80% (почти исключительно *Orbulina* и *Fissurina*), много призм иноцерамов	Кокколиты и зерна кальцита	0,08—0,09
b) *Terebratula gracilis*	От 30 до 50%, фораминиферы (преобладают *Fissurina*, *Bolivina*, *Textularia*), много губок, призмы иноцерамов и мшанки, радиолярии и пластинки иглокожих	50—60%	0,08—0,09
c) *Micraster cortestudinarium*	До 30%; фораминифер 15% (преобладают *Textularia* и *Bolivina*, реже — *Fissurina*), губки мшанки, много призм иноцерамов и пластинок иглокожих	До 96%, главным образом — кокколиты	0,06
d) *Micraster coranguinum*	25—30%; фораминифер 5—25%, губки, пластинки иглокожих, много призм иноцерамов и мшанок	60—75%, преобладают зерна кальцита	0,07
e) *Marsupites*	10—30%; призмы иноцерамов, пластинки иглокожих, губки, мшанки	60—90%, преобладают кокколиты	0,07

Мел Англии имеет такой же состав, как и руанский. Сферы в изобилии содержатся в мелу над мельбурнской породой, которая относится к верхней половине нижнего турона или к зоне *Rhynchonella cuvieri*. Диаметр сфер 0,06—0,08 мм. Количество фораминифер обычно составляет около 5%, редко больше 10% и совсем редко 75—80%, включая сферы. Роль глобигерин в мелу второстепенная, а часто ничтожная, обычно преобладают фораминиферы из рода *Textularia*, часто встречаются остракоды и радиолярии. Зерна кварца, глауконит, глобулярный опал и халцедон составляют значительную часть нерастворимого остатка мела. В мергелях много губок и глобулярного опала. Кремневые конкреции рассеяны в большей части толщи мела.

Маастрихтский мел Поволжья, по данным А. Д. Архангельского, имеет следующий средний состав:

Растворимая часть		Нерастворимая часть	
$CaCO_3$	95,96%	Нерастворимый остаток	2,64%
Порошковатый кальцит	35%	Частицы $<0,01$ мм .	2,31%
Кокколиты	40%	» $>0,01$ мм .	0,09%
Фораминиферы и пр.	20%		

Средний диаметр обломочных зерен 0,04 мм, максимальный — до 0,45 мм. Часть раковин фораминифер выполнена кристалликами кальцита. Из минералов моря в мелу присутствует глауконит, но обычно в ничтожном количестве. Его гораздо больше в мергелях. Остатки кремневых организмов в мелу также составляют большую редкость. Из них иглы губок встречаются в небольшом количестве почти во всех образцах, радиолярии найдены в мелу у с. Подвалья, а диатомеи, в виде псевдоморфоз по ним кальцита, — на Общем Сырте. Остатки моллюсков преимущественно в виде призм иноцерамов, всегда составляют второстепенную часть крупных элементов мела. Скелеты иглокожих, мшанок, плеченогих и трубки червей играют в составе мела совершенно ничтожную роль. Сферы местами составляют 50% породы, фораминифер обычно немного, редко количество их превышает 15%.

Мел нижележащих ярусов в Поволжье мало чем отличается от маастрихтского. В туронском и коньякском мелу местами содержится много призм иноцерамов, наряду с кокколитами имеется большое количество рабдолитов. Число последних уменьшается в сантоне, а содержание опала при этом увеличивается, одновременно возрастает количество остатков губок и появляются радиолярии. В мелу Поволжья, по нашим исследованиям, также в изобилии встречаются ходы илоядов, трещиноватость и цеолиты.

Таким образом, мел Днепровско-Донецкой впадины по своему составу весьма близок к мелу Поволжья, отличаясь от него меньшим количеством рабдолитов и присутствием кремней. По сравнению с английским и французским мелом в нем остатки иглокожих и мшанок встречаются лишь изредка, меньше остатков губок, весьма редки динофлагелляты и радиолярии, а сферы в значительном количестве присутствуют только в низах турона.

Мел Прибалтики, Польши и Западной Украины также весьма сходен с мелом Днепровско-Донецкой впадины.

Что касается цеолитов, следов илоядов, скрытой брекчиевидной структуры и микрослоистости, то в других мелах, кроме поволжских, эти особенности еще никто не изучал.

3. Происхождение мела

Большая часть мела состоит из известковых органических остатков, происхождение которых не вызывает серьезных разногласий. Неясности остаются относительно тех шаровидных телец, которые известны под названием сфер. Б. М. Келлер относит их к фораминиферам группы *Sphaerella*. Содержание их в мелу сравнительно невелико, поэтому в вопросе о его происхождении они не могут иметь решающего значения.

Много споров вызывает вопрос о происхождении мельчайших известковых частиц мела, известных под названием порошкообразного, или порошковатого, кальцита. Размеры этих частиц обычно около 1 μ, реже 3—5 μ и совсем редко они достигают 10 μ. Подавляющее их большинство не имеет определенных кристаллографических очертаний. Многие из них являются сростками или агрегатами частиц микронных размеров. В шлифе они неразличимы, их можно рассматривать только в порошковом препарате при больших увеличениях. Количество порошковатого кальцита в мелах обычно составляет 30—40%, но иногда снижается до 10% или возрастает до 90%.

По вопросу образования порошковатого кальцита высказано большое количество теорий. Изложение их имеется в работах Кайо (Cayeux, 1897), А. Д. Архангельского (1912), П. А. Православлева (1924), У. Х. Твенхофела (1936) и Зобелла (Zobell, 1946), где приведена и полная библиография по этому вопросу.

Гипотеза механического происхождения порошковатого кальцита мела была высказана Уоллесом (Wallace, 1880). Основываясь на том, что образовавшиеся из кораллового ила известняки острова Оаху весьма похожи на мел Англии, он пришел к выводу, что последний также произошел за счет разрушения коралловых рифов, которые существовали в меловом море Европы. Остатки таких рифов сохранились в маастрихтских слоях Бельгии и в мелу Факса в Дании.

В 1891 г. Ренар и Корне (цит. по Архангельскому, 1912) также считали, что порошковатый кальцит мела — механического происхождения, но образовался за счет измельчения различных раковин.

Недавно Тодд (Todd, 1939), изучавший Бермудские мели, пришел к выводу, что распределение на них известкового материала по крупности подчиняется тем же законам, как и для всяких обломочных частиц. Тонкие известковые илы накапливаются в лагунах и на внешнем склоне с глубины 70 м. На этой глубине фракции $<0{,}05$ мм отсутствовала, а фракция $>0{,}25$ мм составляла 25%. Торп (Thorp, 1935) полагает, что примерно половина тонких известковых частиц в лагунах состоит из иголочек арагонита, другая половина представляет собою тонко измолотые раковины моллюсков.

Согласно механической гипотезы, мел в сторону берега должен фациально переходить в известковые пески, состоящие из обломков кораллов, известковых водорослей или ракуши. Такое явление на Русской платформе не наблюдается. Мел в сторону берега переходит либо непосредственно в кварцевые пески, либо в мергели и далее — в глины и кварцево-песчанистые породы. Количество находящейся в кварцевых песках ракуши невелико (2—20%), а промежуточных образований в виде крупных, средних и мелких известковых песков, которые связывали бы мел и прибрежные ракушники в одну гамму механических осадков, нет совершенно. Следовательно, если в мел и приносились продукты перетирания раковин, то в незначительном количестве.

Таким образом, гипотеза механического происхождения мела отпадает.

Теория химического происхождения порошковатого кальцита была высказана еще в 1839 г. Мантеллом (цит. по Архангельскому, 1912). С тех пор она претерпела много изменений и в настоящее время имеет немало сторонников. Физико-химическая сторона вопроса теоретически и экспериментально хорошо изучена и изложена в работах Джонстона и Вильямсона (Jonston a. Williamson, 1916), Ги (Gee, 1932), Ваттенберга (Wattenberg, 1936), Н. М. Страхова (1951) и Д. Г. Сапожникова (1951). Учитывая еще и то обстоятельство, что прямое или косвенное осаждение карбоната кальция организмами тесно связано с его физико-химическим равновесием — насыщенностью или пересыщенностью, этот вопрос заслуживает внимательного рассмотрения.

Биогенное, или прямое осаждение карбоната кальция организмами — это усвоение его организмами для построения своего скелета, главным образом — раковин. Косвенное, или биохимическое осаждение — это воздействие продуктов или процессов жизнедеятельности организмов на водную среду (поглощение и выделение углекислоты, аммиака и другие процессы), способствующее осаждению или растворению карбоната кальция.

Чем больше насыщенность вод карбонатом кальция, тем меньше энергии затрачивают организмы на его усвоение для постройки своих скелетов, тем больше, при прочих равных условиях, имеется возможностей в таких водах для массового развития известковых организмов.

Концентрация кальция, растворенного в водах открытых частей океанов, довольно постоянна и изменяется в очень небольших пределах. С некоторой условностью считается, что в воде океана содержится 0,1260%

сульфата кальция и 0,0123% карбоната и бикарбоната кальция. Следовательно, количество кальция, связанного с сильными кислотами, приблизительно в 10 раз больше, чем кальция, связанного с углекислотой. Содержание ионов сильных кислот в воде океанов сравнительно постоянно и этим объясняется малая изменчивость концентрации кальция. Только в условиях сероводородного заражения эти соотношения несколько нарушаются.

Совершенно иначе обстоит дело с карбонатом кальция. Содержание растворенной в морской воде общей углекислоты, особенно свободной углекислоты, подвержено огромным колебаниям, и в этом находится ключ к пониманию равновесия кальция в морской воде.

Рассмотрим вкратце состояние углекислоты в море, причины изменения ее концентраций и их влияние на равновесие карбоната кальция.

Углекислота в морской воде находится в трех важнейших формах — связанная в форме карбоната, связанная в форме бикарбоната и свободная. Последняя при pH выше 8,0 отсутствует. Все эти три формы углекислоты находятся между собою в определенной зависимости или равновесии, так что, зная количество одной из них, можно расчетно или по диаграмме Буха из общего содержания CO_2 определить количество остальных.

Около 90% углекислоты, растворенной в морской воде, содержится в форме бикарбоната, а остальные 10% связаны с карбонатом или находятся в свободном состоянии.

В морской воде нормальной солености общее содержание CO_2 для определенной температуры может быть выражено в единицах парциального давления или в значениях pH. Это очень важное обстоятельство. Оно указывает, что pH морской воды зависит главным образом от парциального давления CO_2. Кроме того, из трех указанных показателей определение pH является наиболее простой операцией. Это позволило гидрохимикам накопить к настоящему времени огромное количество данных по распределению pH, и соответственно, CO_2 в морях. Пользуясь таблицами и диаграммами растворимости $CaCO_3$ в морской воде в зависимости от pH при разных температурах, Ваттенберг (1936) составил карты и разрезы, показывающие степень насыщенности вод Атлантического океана карбонатом кальция. Прежде чем рассматривать эти карты, остановимся сначала на распределении углекислоты в морской воде.

В верхнем слое морской воды углекислота находится приблизительно в равновесии с углекислотой воздуха. Если в воздухе содержание углекислоты является величиной довольно постоянной, то в море оно подвержено резким колебаниям. Причины этих колебаний двоякого рода — биохимические и физические. К биохимическим причинам относятся усвоение углекислоты растениями и выделение ее при разложении органических остатков.

Усвоение, или ассимиляция, углекислоты производится главным образом фитопланктоном. В результате этого процесса pH среды сильно возрастает и, соответственно, насыщенность воды карбонатом кальция увеличивается. Ассимиляция CO_2 происходит в зоне фотосинтеза, т. е. до глубины 200 м, а преимущественно — до глубины 50 м.

Углекислота образуется при разложении различных биогенных выделений и отмерших организмов. Это явление сопровождается сложными и многообразными процессами образования других кислот и аммиака, так что суммарный эффект всего этого может быть несколько различен (Зобелл, 1946). В условиях сероводородного заражения к этому еще добавляется десульфатизация — восстановление сульфатов с одновременным окислением органического вещества и образованием сероводорода, окиси кальция и углекислоты. Разложение органических веществ в усло-

виях морских бассейнов ведет, как правило, к подкислению вод и, соответственно, к уменьшению насыщенности их карбонатом кальция.

По данным Б. А. Скопинцева (1949) и других исследователей, главная масса отмершего планктона разлагается в первые 12 часов. Только небольшая, наиболее стойкая его часть может сохраняться долгое время. Соответственно этому наибольшая концентрация углекислоты наблюдается на глубинах 200—400 м и более, т. е. там, где разлагается значительная часть планктона и где отсутствует ассимиляция CO_2, а обмен глубинных вод с поверхностными ослаблен.

В водоемах, вместе с увеличением концентрации углекислоты, происходит понижение pH, уменьшение насыщенности вод карбонатом кальция и возрастание содержания фосфатов и кремнезема. Это очень важная закономерность, обусловленная жизнедеятельностью организмов. Она наблюдается как в водах океанов, так и в закрытых морях (Бруевич, 1937; Бушинский, 1938).

Недавно С. В. Бруевич и Е. Г. Виноградова (1947) установили, что в грунтовых растворах Каспийского моря концентрация биогенных элементов — CO_2, P, Si и NH_3 — гораздо выше, чем в надонной воде. Вместе с тем pH грунтовых растворов понижен до 7,5, главным образом вследствие увеличения содержания CO_2. Величина pH в придонных водах составляют 8,2.

Температура и давление — важные физические причины изменения концентрации CO_2. С повышением температуры диссоциация углекислоты увеличивается, растворимость $CaCO_3$ уменьшается, а растворимость газообразной CO_2 резко падает. Последний фактор наиболее важен и, наряду с ассимиляцией CO_2 растениями, может приводить в тропиках к химическому осаждению $CaCO_3$ из раствора морской воды.

Давление действует двояко — оно повышает растворимость углекислоты и увеличивает ее диссоциацию. Выражая диссоциацию в единицах pH, Ваттенберг получил, что от поверхности океана до глубины 5000 м она изменяется всего лишь на 0,1 pH. Это величина совершенно незначительная и с ней можно не считаться.

Карты и разрезы насыщенности вод Атлантического океана карбонатом кальция в общем совпадают с картами распределения CO_2 и pH. На карте насыщенности видно, что поверхностные воды пересыщены карбонатом кальция, особенно сильно — в тропических областях. Интересно отметить, что распределение пересыщенности карбонатом кальция во всей массе воды в общих чертах совпадает с распределением известковых илов. Из этого вовсе не следует, что последние в той или иной степени представляют собой химический осадок. К. В. Коррене, тщательно изучавший атлантические глубоководные илы, не нашел в них каких-либо определенных частиц химически осажденного карбоната кальция. Известковая часть илов всюду представлена фораминиферами, птероподами, кокколитами или их обломками, с примесью порошковатого кальцита неясного происхождения. Отсюда можно согласиться с Ваттенборгом, что насыщенность вод карбонатом кальция облегчает развитие известковых организмов, а после их отмирания благоприятствует сохранению известковых скелетов как во время их падения на дно, так и в иле. Этим, очевидно, и объясняется совпадение на картах площадей насыщенности вод $CaCO_3$ с площадями распространения известковых илов.

Отсутствие заметных накоплений химически выделившегося карбоната кальция в глубоководных илах Ваттенберг объясняет тем, что состояние пересыщенности вод карбонатом кальция может быть очень устойчивым. Только в прибрежных частях тропических морей частицы взмученного известкового ила могут служить затравкой для химического выделения $CaCO_3$ из пересыщенной им воды.

Путем понижения парциального давления CO_2 в лабораторных условиях Ги (1932) в стерильной среде получил из прибрежных вод Флориды осадок, состоящий из иголочек арагонита, как по форме, так и по размерам в точности похожих на те, которые, по данным Богана, распространены в прибрежных мелях и лагунах Багамских островов. Такие же игольчатые кристаллики, но принадлежащие кальциту, переполняют известковые илы Аральского моря и озера Балхаш (Саложников, 1951).

В 1916 г. Джонстоном и Вильямсоном и затем, более определенно, Мак-Клендоном было высказано предположение, что океанические воды, поднимающиеся из глубин, вследствие уменьшения давления и повышения температуры теряют часть CO_2 и становятся пересыщенными углекислым кальцием. В таких условиях, по их мнению, должно происходить выпадение карбоната кальция. Например, у Багамских островов воды, проходя по большой мели, сильно нагреваются, за счет испарения существенно повышают свою соленость и становятся сильно пересыщенными $CaCO_3$, который и выпадает в осадок.

По-видимому независимо, к такому же заключению, — что $CaCO_3$ должен химически осаждаться в условиях восходящих течений, пришел и А. В. Казаков (1937_1).

Условия осаждения карбоната кальция в современных водоемах, в том числе и в морях, весьма обстоятельно рассмотрены Н. М. Страховым (1951). Он отмечает, что химическое осаждение $CaCO_3$ ограничивается преимущественно прибрежной зоной тропических морей — областями, где происходит сильное испарение воды. В остальных частях открытых морских бассейнов карбонаты осаждаются почти исключительно биогенным путем.

Вернемся к нашему мелу. Только небольшая часть содержащегося в нем порошковатого кальцита носит признаки химического происхождения. Сюда относятся кристаллики кальцита с ясными гранями, нарастающие в виде щеток в полостях раковин фораминифер или нацело выполняющие эти полости. Такие же кристаллики нередка встречаются и в порошковых препаратах мела. Возникновение их, очевидно, обусловлено процессами диагенеза.

Однако в таких мелководных отложениях, как песчано-известковые породы переходных кампан-маастрихтских слоев северной окраины Донбасса и маастрихтских известковистых песков с. Крымского, химически осажденный кальцит местами преобладает. Этот кальцит образует щетки кристалликов, выделившихся в порах между песчинками, т. е. является образованием также диагенетическим, или вторичным.

Таким образом, главная масса порошковатого кальцита, даже при рассматривании ее под электронным микроскопом, не имеет признаков химического осаждения

Микробиогенное выделение порошковатого $CaCO_3$ и $MgCO_3$, а также окиси железа и шариков кремнезема впервые было описано Г. А. Надсоном (1903). Он изучал бактерии Войссова озера около Славянска. Это небольшой солоноватоводный бассейн, имеющий максимальную глубину 19 м. Воды его сильно заражены сероводородом. Сероводородный ил используется в грязелечебнице.

Опыты по изучению передвижения кальция производились Г. А. Надсоном как с илом, так и с чистыми культурами бактерий и грибков. Стеклянные цилиндры с илом и водой в течение полутора лет выдерживались в темноте. На их стенках, в нескольких миллиметрах выше поверхности ила, появились довольно резко очерченные кольца, состоящие из кристалликов $CaCO_3$ и их сростков. Такие сростки или стяжения были рассеяны и выше колец. Это явление Г. А. Надсон объясняет тем, что углекислота, образующаяся в результате биохимических процессов в илу,

растворяет находящийся там карбонат кальция, переводя его в бикарбонат. Последний диффундирует вверх, в воду, но скоро теряет CO_2 и выпадает в виде кристалликов $CaCO_3$.

В цилиндрах, находившихся на свету, с илом, покрытым пленкой водорослей, притекавший бикарбонат также разлагался, причем этому процессу способствовали еще водоросли, отнимавшие у бикарбоната углекислоту. В этом опыте $CaCO_3$ выпадал в самом верхнем, окисленном слое ила, который к тому же содержал аммиак. Вместе с кальцием перемещаются магний, железо и кремнезем. В стерильных условиях перемещение этих элементов не наблюдалось, а происходило лишь медленное окисление ила. Этим доказывается, что перемещение указанных элементов происходило под влиянием микробиогенных процессов.

Разнообразие микроорганизмов в черном илу Вейссова озера невелико. Г. А. Надсон среди них определил четыре вида бактерий — *Bacillus micoides*, *B. salinus*, *Proteus vulgaris*, *Bacterium albo-liteum* и три вида лучистых грибков, или актиномицетов — *Actinomyces albus*, *A. verrucosus*, *A. roseolus*. Каждый из этих микроорганизмов в чистых культурах обладает способностью разрушать белковые вещества с образованием H_2S и NH_3 и этим осаждать $CaCO_3$. Наиболее энергичный *Proteus vulgaris*. Он вызывает интенсивное гниение, с обильным выделением аммиака и сероводорода, которому сопутствует образование комочков и оолитов $CaCO_3$ и доломита, а также шариков кремнезема. Мертвые *Proteus vulgaris* фиксируют на себе окись железа, но это процесс уже не физиологический, как замечает Г. А. Надсон, а физический.

Все названные микроорганизмы могут жить в сероводородной среде, но лучше развиваются при доступе воздуха. Представители их известны и в морских илах. Опыты с бактериями как в условиях воды Вейссова озера, так и в морской воде неизменно приводили к осаждению $CaCO_3$.

Таким образом, Г. А. Надсон доказал, что в результате жизнедеятельности некоторых бактерий и грибков может происходить перемещение карбоната кальция и магния, а также кремнезема и окиси железа. В 1928 г. Г. А. Надсон более определенно указал на роль микробиогенного аммония, который, подщелачивая среду, способствует выделению $CaCO_3$.

В 1911 и в 1913 гг. Дрью (Drew, 1913) опубликовал результаты наблюдений над жизнедеятельностью бактерий в тропических морях и в морях умеренных зон. Он нашел большое количество денитрифицирующих бактерий в морской воде и в известковых илах Багамских мелей в Карибском море, где известны скопления порошковатого $CaCO_3$. В опытах, поставленных с изолированными из ила и воды бактериями, он обнаружил обильное выделение $CaCO_3$. В этих опытах к морской воде добавлялись питательные вещества — нитрат калия и пептон. Уже через 12 часов от начала опыта в прозрачной среде появлялось густое белое помутнение от выделившегося $CaCO_3$. Дрью объяснил этот эффект действием особой бактерии, которую он назвал *Bacterium calcis*. Рост и жизнедеятельность этой бактерии происходят при температуре выше 15°, при 10—15° они сильно ослабляются, а ниже 10° совсем замирают. То мощное накопление известкового ила, которое известно вблизи Багамских островов и около Флориды, образовалось, по мнению Дрью, под действием *Bacterium calcis*. О работах Г. А. Надсона Дрью, повидимому, не знал.

Немного позже эта бактерия была подробно изучена Келлерманом и Смитом и названа ими *Pseudomonas calcis*. Она оказалась близкой к морским денитрификаторам, которые были известны и раньше работ Дрью, или даже идентичной им. Эти же авторы подтвердили выводы Дрью о способности *Pseudomonas calcis* осаждать $CaCO_3$ в нитратной среде.

Они нашли, что аммоний, полученный как из белковых веществ, так и при разложении нитратов, приводит к осаждению $CaCO_3$.

Бактерии «мелового ила» Багамских мелей были изучены также Смитом. Он сгруппировал их в шесть категорий, соответственно их физиологической активности и морфологии. Только две группы — денитрификаторы типа *Pseudomonas calcis* и сильные аммонификаторы способствовали выделению карбоната кальция из морской воды. При этих опытах в качестве питания употреблялся стерилизованный ил.

Липман на основании ряда опытов пришел к убеждению, что при обыкновенных условиях, без искусственного добавления питания, бактерии не могут осаждать $CaCO_3$ из чистой морской воды.

В 1925 г. Молишем были открыты новые виды бактерий, осаждающих карбонат кальция и выделяющих аммиак. Наряду с бактериями он нашел актиномицетов и красных дрожжей, которые также осаждали $CaCO_3$.

Калантарян и Петросян при изучении озера Севан в 1932 г. установили новый вид бактерий — *Bacterium sewanense*, которые, восстанавливая нитраты и образуя аммиак, способствуют осаждению $CaCO_3$.

Из обзора многочисленной литературы по данному вопросу и на основании своих личных исследований Бавендамм (Bavendamm, 1932) пришел к заключению, что нет особых «кальциевых бактерий». Он подчеркнул, что микробиогенные процессы в одних областях приводят к осаждению $CaCO_3$, в других, наоборот, — к растворению.

Большое количество аэробных организмов, способных в искусственных условиях осаждать $CaCO_3$, было выделено Вильямсом и Мак-Коем на озере Мендота в США. Однако в природной обстановке присутствие этих бактерий не сопровождалось осаждением $CaCO_3$.

Водоросли, особенно планктонные, ассимилируя CO_2, разлагают бикарбонаты, подщелачивают воду и этим способствуют осаждению $CaCO_3$.

Н. М. Страхов (1951, стр. 74) приводит интересное указание Бавендамма, что уже в 1911—1913 гг. идея Дрью о специфических кальциевых бактериях была анахронизмом. В период с 1900 по 1911 г. была опубликована серия работ (Г. А. Надсон, ван Дельден, Воллони и др.), показавших, что $CaCO_3$ осаждают самые разнообразные микроорганизмы, если в качестве питания им даются кальциевые соли органических кислот, нитраты, мочевина, белки. «Дрью, — по утверждению Бавендамма, — не знал ни массы этих исследований, ни основополагающей работы Надсона. . . Характерно, что пренебрежение литературой, проявившееся уже в начале (исследований. — *Г. Б.*), может быть прослежено и в дальнейшем. Почти никто из исследователей не дал труда рассмотреть (кроме своих. — *Г. Б.*) другие работы, которые могли бы ближе подвести к решению проблемы» (Бавендамм, 1932, стр. 213).

Если так плохо дело обстояло в микробиологии, то в литологии, как отмечает Н. М. Страхов, оно было еще хуже. Простые и внешне правдоподобные идеи Дрью о возможном бактериальном генезисе плотных известняков были сразу восприняты литологами и геохимиками и потом без конца повторялись и в учебниках, и в специальных работах (Страхов, 1951, стр. 74). В СССР проф. Н. А. Православлев (1924) некритически воспринял идеи Дрью и был пионером их пропаганды.

Рассмотрев данные о жизнедеятельности бактерий, Н. М. Страхов пришел к выводу, что в морской воде бактерии не осаждают $CaCO_3$, а содействуют его растворению, главным образом благодаря выделению CO_2. В иле, где имеется много питательных веществ, возможно выделение $CaCO_3$, но в ничтожных количествах, максимум до 2—4%.

По вопросу о бактериальном осаждении $CaCO_3$ недавно появились новые исследования — Б. Л. Исаченко (1948), В. О. Калиненко (1949)

и Л. А. Розенберг (1950). Однако опыты при этих исследованиях ставились в условиях, далеких от природной обстановки, и поэтому результаты их не могут быть непосредственно использованы в литологии.

Обратимся к итогам нашего краткого обзора. К настоящему времени известно большое количество разнообразных бактерий и других микроорганизмов, содействующих осаждению $CaCO_3$ из растворов. Это содействие, в зависимости от условий среды, те или иные группы микроорганизмов осуществляют различным путем. Одни из них, особенно планктонные водоросли, поглощают углекислоту, другие выделяют аммиак, третьи восстанавливают сульфаты или разлагают кальциевые соли органических кислот. Первые живут в поверхностных водах, в зоне фотосинтеза, остальные — преимущественно на дне водоемов, в илах, т. е. там, где имеется много питательных веществ. Денитрификаторы живут преимущественно в воде и в верхнем слое ила, а десульфатизаторы процветают в бескислородных условиях — в слоях воды или илах, зараженных сероводородом. Источником энергии для водорослей является солнце, для денитрификаторов и десульфатизаторов — органические вещества, рассеянные в воде или илу.

Работа десульфатизаторов сложна и результаты ее многогранны. Разлагая сульфаты кальция или магния, они удаляют из раствора SO_4 ион-радикал сильной кислоты, освобождают щелочноземельный радикал и этим сильно подщелачивают среду, одновременно увеличивая насыщенность воды карбонатом кальция и магния. Освобожденные таким путем щелочноземельные металлы соединяются с бикарбонатами, переводя их в труднорастворимые карбонаты, которые в виде $CaCO_3$ или вместе с магнием выпадают в осадках.

Однако восстановление сульфатов происходит за счет энергии окисления органического вещества. При этом выделяется H_2S и углекислота, которые подкисляют воду и способствуют растворению карбонатов кальция и магния, переводя их в бикарбонаты. В конечном итоге процесс десульфатизации не всегда приводит к осаждению и накоплению карбонатов.

Таким образом, микробиогенное выделение $CaCO_3$ иногда может происходить в сероводородных водах и в богатых питательными веществами илах. В зависимости от характера органических веществ, состава микроорганизмов, температуры и условий аэрации, в илах образуются как продукты, подкисляющие раствор CO_2, H_2S, так и продукты, его подщелачивающие — NH_3 и основания, освобожденные при десульфатизации и денитрификации, а также при разложении солей органических кислот. В зависимости от того, действие каких из этих реагентов преобладает, в илах может происходить то осаждение, то растворение $CaCO_3$.

В большинстве случаев эти процессы ведут к подкислению среды и, соответственно, к уменьшению насыщенности воды карбонатом кальция или даже к растворению кальцита. Состояние равновесия $CaCO_3$ осложняется еще тем, что различные горизонты ила, как это показал А. В. Трофимов (1939), имеют различные pH.

Теория диагенетического разрушения известковых организмов, в результате чего мог получиться порошковатый кальцит, высказана Сорби в 1873 г. Впоследствии ее развили в различных направлениях и отстаивали, как говорит А. Д. Архангельский (1912), наиболее авторитетные ученые. На них следует назвать Кайе, Джекс-Брауна и Хилла, Вальтера и самого А. Д. Архангельского.

Кайе (Cayeux, 1897) считал, что разрушение раковин фораминифер и, отчасти, скелетов других известковых организмов началось с момента отложения осадка и происходило частью в илу на дне моря, под влиянием разлагающихся органических веществ, но главным образом в мелу (как породе) и совершается и в настоящее время.

Джекс-Браун и Хилл (1903) обратили внимание на то, что на ряде глубоководных станций Челленджера (№ 334, 272, 283, 296, 330 и 331) ил разделяется на два слоя. Верхний слой изобилует раковинами фораминифер, а нижний состоит из тонкой порошковатой массы, кокколитов и небольшого количества фораминифер. Отсюда они сделали вывод, что в нижнем слое ила раковины фораминифер распались в пыль, в соответствии с разложением органического вещества. На основании этих фактов Джекс-Браун и Хилл считают, что мел Франции и Англии представляет собой отложение раковин фораминифер, которые еще в илу были измельчены в порошковатую массу.

Вальтер полагает, что распад известковых скелетов происходит на дне моря, под влиянием бактерий.

«Наблюдения Кайе и мои, — пишет А. Д. Архангельский (1912), — делают несомненным разрушение фораминифер в уже более или менее уплотненном осадке. Мне часто, как и Кайе, удавалось наблюдать раковинки фораминифер, стенки которых во многих местах замещены цементом, но оставшиеся части не изменили своего относительного положения; это явление едва ли могло иметь место, если бы процесс шел в рыхлой илистой массе» (стр. 423). «Разрушение органических остатков происходило на дне моря, — пишет далее А. Д. Архангельский, — но продолжалось ли оно после выступания осадка из-под воды, решить в настоящее время невозможно» (стр. 425).

Большое значение придает Н. М. Страхов (1951, стр. 125) разрушению остатков известковых организмов с образованием из них порошковатого кальцита. Тонкие известковые призмочки, из которых состоят раковины многих фораминифер при их жизни, склеены органическим веществом — псевдохитином. В результате разложения этого органического вещества раковина распадается на составлявшие ее призмочки. Этот процесс начинается сразу после смерти организма, еще при падении раковинки на дно, и продолжается в самом илу.

М. С. Швецов (1948, стр. 309) привел примеры перехода известковых песчинок и органических остатков в микрозернистое состояние. Такое превращение сравнительно крупных известковых частиц в мельчайшие кристаллики кальцита, микронных размеров, он называет грануляцией и считает, что она играет большую роль в образовании пелитоморфных известняков.

Мне тоже приходилось видеть в шлифах мела полуразрушенные, расплывчатые раковины фораминифер, но они встречаются сравнительно редко. Под электронным микроскопом частицы порошковатого кальцита имеют вид обломков, образовавшихся, возможно, за счет разрушения кокколитов и раковин фораминифер.

Как теперь известно, почти все илы, из которых образовался мел и мергели, были неоднократно переживаны илоядными организмами и пропущены через их желудочно-кишечный тракт. Вполне естественно, что при этом происходило значительное измельчение всякого рода органических остатков. Может быть, и работой илоядов отчасти объясняется то существенное уменьшение содержания фораминифер в нижнем слое глобигеринового ила, на которое обратили внимание Джекс-Браун и Хилл.

Обращаясь к рассмотренным теориям происхождения порошковатого кальцита, не трудно видеть, что каждая из них хотя бы частично может быть приложена к той или иной конкретной породе определенного пункта. В самом деле, ведь нельзя отрицать, что известковая муть, возникшая механическим путем от перетирания раковин моллюсков и остатков других известковых организмов или обломков известковых пород, в результате движения волн, прилива и отлива или течения, вместе с кальцитом речного стока попадала в меловой ил. Действительно,

те песчанистые мела и мергели, которые примыкают непосредственно к фации кварцевых песков, как, например, сеноманские и частью туронские и сенонские, в составе порошковатого кальцита содержат и муть от перетертых раковин.

Этого нельзя сказать про те мела, которые описаны фации глин или мергелей, так как известковая муть, поступающая от берега, согласно опытов А. Д. Архангельского, осаждается раньше глинистой и поэтому перенагнуть через глинистую фацию не могла. Тем не менее в таких породах, как кампанский мел р. Луганп или сантонский мергель с. Подгорного, содержится порошковатого кальцита ничуть не меньше, чем в белгородском мелу, примыкающем к песчанистой фации. Следовательно, этот порошковатый кальцит не терригенного, а местного, вероятно диагенетического, происхождения.

Значительную работу по измельчению известковых скелетов проделали илоядные животные. Действительно, во всех мелах встречаются обломки кокколитов и раковин фораминифер, причем часть из них измельчена до такой степени, что они представляют собой переход к порошковатому кальциту и, несомненно, составляют некоторую долю последнего.

Нет никаких данных, указывающих на осаждение порошковатого кальцита в меловом море химическим путем из воды. То мельчайшие бесформенные зернышки и более или менее ясно очерченные кристаллики кальцита, которые усаживают стенки пор между песчинками или выполняют полости раковин фораминифер, очевидно, представляют собой диагенетическое образование, т. е. выделились в илу или в более или менее отверделой породе. Количество таких кристалликов или зернышек в мелу сравнительно невелико, редко превышает 5% породы. Весьма вероятно, что одновременно с кристаллизацией кальцита в полостях раковин фораминифер происходили его перекристаллизация и выделение в виде бесформенных или окристаллизованных частиц и в массе ила. Не исключена также возможность, что и в море, при встрече грунтовых растворов с надиловой водой, может выпадать некоторое количество карбоната кальция, аналогичного тому, который получен в опытах Г. А. Надсона (1903). Все же общее количество новообразованного диагенетического кальцита в мелу совсем невелико.

Таким образом, среди порошковатого кальцита мела различаются следующие генетические разновидности:

1. Известковые частицы как продукт перетирания раковин моллюсков течениями, волнениями и приливно-отливными движениями воды и, вероятно, терригенный кальцит, приносимый с суши. Бескарбонатность меловых песков, глин, опок и трепелов указывает на то, что такого массового приноса кальцита реками, как это наблюдается теперь, в засушливом климате, в области Днепровско-Донецкой впадины не было. Количество этой разновидности кальцита в мелах невелико.

2. Продукты разрушения илоядами кокколитов и фораминифер. Количество этих продуктов может быть значительным.

3. Кристаллики кальцита с ясно очерченными гранями и зернышки, выделившиеся в полостях раковин фораминифер. Количество этих диагенетических образований незначительное или даже ничтожное.

4. Продукты диагенетического разрушения («грануляция») раковин фораминифер и других известковых организмов. Количество таких продуктов может быть значительным.

Этими данными проблема происхождения мела не исчерпывается. Возникают еще вопросы о глубине мелового бассейна, о том, почему мел отлагался преимущественно в верхнемеловую эпоху, почему в нем отсутствует цементация, а также — каковы современные гомологи меловых осадков.

Глубина маастрихтского мелового моря Поволжья определялась А. Д. Архангельским (1912) по фораминиферам. Основываясь на том, что некоторые виды меловых фораминифер живут и поныне, он считал, что именно фораминиферы являются наиболее подходящим средством для определения глубины бассейна. Он принимал также во внимание уменьшение толщины створок моллюсков по направлению от песчаной фации к меловой и отсутствие в мелу каких-либо следов движения придонной воды в бассейне. На основании этих данных, главным образом на батиметрическом распространении фораминифер, А. Д. Архангельский (1912) пришел к заключению, что образование мела происходило на глубинах не менее 200 м, а в средних частях лянделятового бассейна Поволжья глубина значительно превышала эту цифру и, вероятно, достигала свыше 1000 м (стр. 479). В 1937 г. он (Архангельский, Шатский и др., 1937) подтвердил эту точку зрения. Сравнивая состав мела и его положение среди других отложений с составом и распространением современных известковых илов, А. Д. Архангельский (1912), как и Кайе (1897), отнес мел к пелагическому осадку, считая его, так же как и Геннш, [illegible] илом.

Глубина мелового бассейна Англии была определена Джекс-Брауном и Хиллом (1903) по основании всего комплекса заключенных в мелу органических остатков и нерастворимых примесей. Они нашли, что глубина образования мергельного мела была около 800 м, верхних слоев сеноманского мела — около 1000 м, а туронского мела — больше 1000 м, и что эти мела близки к современному билокулиновому илу, или нижним слоям глобигеринового ила. Они также обратили внимание на незначительное или даже ничтожное содержание глобигерин в мелу, в то время как в современном глобигериновом илу их больше 50%, а донных фораминифер всего 2,13%.

Совсем к другому выводу относительно глубины образования мела Франции пришел Кайе (1897). На основании распространения родов многоклеточных животных, известных в мелу и живущих ныне, он определил, что глубина Парижского верхнемелового бассейна не превышала 200—300 м. А. Д. Архангельский (1912) считает метод Кайе в высшей степени неудачным, так как представители одного и того же рода морских животных обитают на самых разнообразных глубинах.

Метод определения глубин по фораминиферам, которым пользовался А. Д. Архангельский, теперь не может быть принят. Во-первых, те виды меловых фораминифер, которые, как тогда считали, жили начиная с мелового периода и до настоящего времени, при более детальном изучении оказались не идентичными современным (Келлер, 1935). Во-вторых, экология фораминифер, живущих на глубинах более 200 м, изучена еще так мало, что наука только начинает подходить к разрешению вопроса определения глубин по наличию этих животных.

Таким образом, для определения глубины мелового бассейна могут быть использованы данные механического состава осадка, положение мела относительно других фаций, характер и распределение органических остатков, в том числе и фораминифер.

На прилагаемых схемах распространения осадков (см. фиг. 27, 28, 43, 56 и 72) прежде всего видно, что мел накоплялся не в заливах или лагунах, а в открытых бассейнах, в срединных их частях. В сторону берега меловые осадки в большинстве случаев переходили в мергели, затем в глины или опоки и далее в пески, местами же тонкий мел переходил в грубый, который затем непосредственно сменялся песками.

Большая тонкость меловых осадков и положение их в срединных частях бассейнов уже указывают на то, что среди остальных пород они являются наиболее глубоководными образованиями. В условиях

открытого моря распределение осадков, различных по размерам частиц, подчиняется только законам механического осаждения. Независимо от того, принесены ли частицы с суши, являются ли они остатками организмов или химическими осадками, движущаяся вода распределяет их по крупности и отлагает каждый класс на местах, соответствующих ее динамическому режиму.

В идеальном случае — в бассейне, где нет морских течений, галечники, пески разной крупности и глины располагаются довольно правильными концентрами. Приближающимся к идеалу бассейном является Черное море. В нем пески распространены начиная от берега и следуют в среднем до глубины 30 м и лишь в отдельных случаях опускаются до 50 м.

Совсем иначе обстоит дело в океанах. В них на открытом шельфе зона песков и алевритов, как правило, достигает глубины 200 м.

В тонком мелу частицы $<0{,}01$ мм составляют обычно 95—98% и только в грубых мелах количество их уменьшается до 85—80%. Следовательно, по механическому составу мел можно рассматривать как слабо сцементированную физическую глину.

Меловой бассейн Днепровско-Донецкой впадины имел не менее 500 км ширины. Он составлял часть более крупного водоема, который простирался отсюда на запад через Польшу, Германию и Францию до берегов Англии, на восток через Поволжье в Закаспий, а на юге сообщался с Крымско-Кавказским морем. Этот бассейн по своим размерам значительно уступал любому из океанов. От Черного моря он отличался присутствием донной фауны, которая могла существовать только в условиях достаточной вертикальной циркуляции воды, происходившей вследствие течений или волнений.

Отсюда можно предполагать, что смена механического состава осадков на открытом шельфе мелового бассейна шла быстрее, чем в Черном море, и медленнее, чем в океанах, — переход песков и алевритов в глины происходил, вероятно, на глубине около 100 м. Следовательно, накопление пишущего мела также шло начиная приблизительно с глубины 100 м.

Гораздо сложнее обстоит вопрос с определением максимальной глубины мелового бассейна. Ни один из современных методов не дает в этом отношении сколько-нибудь ясного и определенного ответа. Тонкий пишущий мел отлагался за пределами действия волн, т. е. глубже 150—200 м. Размеры площадей, занятых этой разновидностью мела (см. фиг. 27, 28, 43, 56 и 72), измеряются десятками тысяч квадратных километров. Если допустить, что уклон дна в них, начиная от берега, был одинаковый, то максимальная глубина накопления мела была около 400—500 м. Следует подчеркнуть, что это определение весьма приблизительное и нуждается в уточнении.

По направлению к краевым частям впадины тонкие мела и мергели, вследствие примеси песка и обломков раковин моллюсков, становятся грубыми и далее переходят в пески. Вместе с этим в грубых мелах толщина створок раковин устриц и иноцерамов увеличивается, они редко сохраняют свое естественное положение — часто бывают поломаны и перевернуты. Все это свидетельствует о следах работы движущейся воды, скорее всего — волнения. Но и такие грубые мела, как, например, жиздринские и дмитровские или сеноманский мел многих районов, содержат 60—80% частиц $<0{,}01$ мм. Глубина накопления этих мелов, вероятно, была около 100—150 м.

В кампанско-маастрихтских известковых песчанистых осадках балки Конопляники на р. Луганн присутствуют известковые и сверлящие водоросли, определенно указывающие на мелководность этой части бассейна. По своей грубозернистой структуре эти осадки совершенно непохожи

на мел. В то же время в пишущем мелу никак не найдено даже следов донных водорослей или колониальных кораллов. Эти факты еще раз указывают на то, что отложение пишущего мела в открытом бассейне происходило на глубинах не менее 100 м.

На южной окраине Донбасса, у совхоза № 5 на р. Крынке, залегает сеноманский песчанистый мел или известковистый песчаник, состоящий из тонких известковых частиц, преимущественно кокколитов, и из примеси крупнозернистого грубо окатанного кварцевого песка. Такое сочетание столь разнородного материала говорит об образовании этого мела вблизи от берега, на небольшой глубине, в лагуне или заливе. В связи с этим можно вспомнить, что кокколитофориды являются обитателями не только открытого моря, но встречаются в больших количествах и в полузамкнутых морях и заливах. Так, в заливе Осло, по данным Свердрупа (Sverdrup, 1942), иногда кокколитофориды так сильно размножаются, что вода делается похожей на молоко.

Из всего этого следует вывод, что мел отлагался во всех тех глубинах, где по физическим условиям движения воды мог накопляться илистый осадок, т. е. в заливах и лагунах, начиная от берега, а на открытом шельфе — начиная с глубины около 100 м. Сеноманский грубый мел накоплялся в плоском мелком бассейне, где взмученный штормами материал не мог уноситься в западины или понижения, за отсутствием таковых, а вынужден был снова отлагаться на своем месте. Эти грубые мела накоплялись, вероятно, на глубинах 80—150 м.

Среди современных известковых осадков не известны такие, которые бы по своему составу и условиям образования были идентичны пишущему мелу. Глобигериновый ил Атлантического океана весьма существенно отличается от мела. Первый состоит преимущественно из планктонных фораминифер, в то время как последний сложен главным образом кокколитами и частью донными фораминиферами, а планктонные фораминиферы в его составе играют незначительную роль. Размеры и глубина Атлантического океана также не идут ни в какое сравнение с морем Днепровско-Донецкой впадины. Только некоторые разности глобигеринового ила, обогащенного кокколитами, имеют сходство с мелом.

Известковые илы мелей Флориды, Багамских и Бермудских островов состоят из остатков известковых рифовых водорослей, перетертых раковин и игольчатого карбоната кальция, отложившегося химическим путем. Эти илы только по внешнему облику и по химическому составу похожи на мел, но по содержанию форменных компонентов они резко от него отличны.

Состав илов Карибского и Средиземного морей и морей Индонезии еще слишком мало известен для того, чтобы сопоставить их с мелом. Только некоторые кокколитовые илы Индонезии похожи на пишущий мел.

Особенностью мела, по сравнению с современными и многими ископаемыми осадками, является его состав — преимущественно из кокколитов, очень быстрый переход меловой фации в глинистую и очень слабая цементация слагающих мел частиц. Чистоту мела обычно объясняют ослаблением вулканической деятельности, сильным погружением континентов и равнинным рельефом суши в верхнемеловую эпоху. Однако эти доводы не объясняют причины быстрого перехода меловой фации в глинистую бескарбонатную и накопления мелоподобных пород в туроне и сеноне Кавказа, несмотря на происходящую там энергичную вулканическую деятельность.

Рассматривая схемы распространения отложений турона, коньяка, сантона, кампана и маастрихта (см. фиг. 27, 28, 43, 56 и 72), не трудно видеть, что переход меловой фации в бескарбонатную, песчанистую или глинистую, совершается в среднем через 300 км. Такие быстрые переходы

чисто карбонатной глубоководной фации в глинистую в современных открытых морях неизвестны и не могут быть объяснены ни равнинным рельефом суши, ни ослаблением вулканической деятельности. Даже в таком громадном и глубоком бассейне, как Атлантический океан, нет ни одной станции с содержанием $CaCO_3$ больше 85%, а с содержанием $CaCO_3$ 80—85% известно всего пять станций (см. Recent marine sediments, 1939). Получается, что воды Атлантического океана «слишком грязные» по сравнению с водами меловых морей.

Необходимо, однако, оговориться, что полученные выводы не могут претендовать на большую точность, пока не будут определены скорости накопления абсолютных масс карбонатных и глинистых осадков. Если допустить, что мел накоплялся быстрее, чем глобигериновый ил, то различие их химического состава будет легче объяснить.

За 1000 лет накапливается 1—2 см глобигеринового ила и около 10 см микрослоистого мела, или около 2 см обычного мела. Последняя цифра получена путем деления общей мощности верхнемеловых осадков, равной 600 м, на продолжительность верхнемеловой эпохи — 30 миллионов лет. Как видно, цифры скорости накопления мела и глобигеринового ила — одного и того же порядка. Причина различия химического состава этих двух осадков остается загадочной.

Пишущий мел является специфической породой верхнемеловой эпохи, и если и встречается в осадках других систем, то представляет там большую редкость. Он распространен в Евразии — от Аральского моря и до берегов Англии, в США, в Северной Африке и в Австралии. В геосинклинальных областях многие мелоподобные породы сцементированы и таким образом превращены в известняки. По первичному составу они сходны с мелом.

Такое широкое распространение мела в верхнемеловую эпоху не могло быть обусловлено региональными особенностями, а объясняется, скорее всего, пышным развитием породообразующих организмов — кокколитофорид и, отчасти, крупными погружениями суши и, соответственно, уменьшением притока обломочного материала

На вопрос, почему мел слабо цементирован — ответить очень трудно. Гораздо легче выяснить, почему в тех или иных местах произошло превращение мела в известняк. Таких мест известно немного. Мел превращен в известняк вдоль тектонического контакта турона с карбоном на р. Крынке, по окраинам Ромненского соляного купола и в некоторых карстовых воронках. Уже по одному расположению цементированных зон мела нетрудно сделать заключение, что они обусловлены вторичными процессами. За это достаточно убедительно говорит также сплющенность раковин моллюсков, заключенных в твердые известняки. Очевидно, эти раковины были сплющены до затвердевания мела.

Если обратиться к сравнительно глубоководным известковым или мергельным осадкам юрской и третичной систем платформы, то видно что они тоже не цементированы Даже в палеозое во многих известняках встречаются сплющенные раковины брахиопод, иглокожих и моллюсков, указывающие на отсутствие первичной цементации. Следовательно, рыхлое сложение мела и меловых мергелей не является специфической особенностью пород меловой системы.

Своеобразие мела заключается в том, что он, будучи сравнительно глубоководным осадком, в то же время является чистой известковой породой. В юре и кайнозое такого рода отложения представляют редкое явление, хотя в составе их тоже содержится много кокколитов Чистые известковые осадки накоплялись и накапливаются преимущественно вблизи берегов, сложенных карбонатными породами, или на отмелях в открытом море. Верметусовые, серпулевые, ракушниковые, мшанковые и олли-

товые третичные известняки Подолии и других мест платформы являются мелководными образованиями и поэтому не могут быть сравниваемы с мелом. Выяснение природы рыхлого сложения мела необходимо начинать с изучения причин цементации известняков. Этот путь, вероятно, скорее приведет к положительным результатам.

2. ОПОКИ, ТРЕПЕЛЫ И КРЕМНИ

А. История исследования

Аутигенный кремнезем в виде опок, трепелов и кремней составляет значительную часть отложений меловой системы Днепровско-Донецкой впадины, поэтому он заслуживает, чтобы ему была посвящена специальная глава. Это необходимо сделать еще потому, что опоки и трепелы являются немаловажными полезными ископаемыми.

Академик В. М. Севергин, пожалуй первый, еще в 1807 г. указал на распространение кремней в меловых холмах на Днепре и на Дону. «Кремни находятся, — писал он, — бугроватыми, дырявыми и безобразными кусками, иногда с белой коркой». В приведенном им химическом анализе кремня указывается 96% SiO_2.

В 1838 г. И. Брыков сообщил о нахождении микроорганизмов в кремнях и высказал ряд соображений о их происхождении, о чем будет сказано ниже.

В 1841 г. Б. К. Бледе обратил внимание на то, что мел Харьковской губ. изобилует кремнями, «которые находятся желнаками многоразличных и весьма странных форм, лежащими, как обыкновенно бывает в мелу, слоями в 4 и 6 футов расстоянием слой от слоя» (стр. 193). Внутри кремней он находил раковины моллюсков и плеченогих.

Расположение кремней слоями подтвердил Н. Г. Борисяк, иллюстрировав это явление рисунками. Мел покрывается кремнистой глиной, которая в г. Короче настолько твердая, что употребляется для мощения мостовых. «Весьма позволительно предполагать, — указывает Н. Г. Борисяк, — что материалом для образования кремней в мелу нашем, по крайней мере отчасти, служила упоминаемая глина, весьма богатая кремнеземом. . Сама форма кремней, расположение их отростками кверху, напоминает натеки, образовавшиеся полугустыми веществами в пустотах» (1867, стр. 25).

П. П. Пятницкой (1890), не соглашаясь с утверждением Н. Г. Борисяка, считает, что кремни в мелу образовались не только за счет кремнезема покрывающей мел зеленой глины, но его источником были также богатые кремнеземом глауконитовые пески, иглы губок, панцыри диатомей, аркозы, псаммиты и другие породы. Кроме просачивания SiO_2 сверху, П. П. Пятницкий допускает еще поднятие ее восходящими водами снизу.

Значительно большее число работ посвящено трепелам и опокам. Впервые в России трепелы были найдены в 1817 г. учителем Курской гимназии Т. И. Селивановым (1828). Он описал их выходы на поверхность в ряде мест Курского уезда и правильно заметил, что «в сих местах затверделый мергель переходит в трепел».

Проезжавший здесь позднее А. И. Олизьери (1830) также упоминает о трепеле (по данным Т. И. Селиванова), совершенно неверно приписывая происхождение этой породы действию подземного огня.

По Траутшольду (1872), хотьковская опока есть порода небольшого удельного веса, не что иное как кремнистый туф, состоящий из водного кремнезема, глины, глауконита и слюды. Она содержит фауну иноцерамов и других двустворок, а в пустотах иногда — гроздья халцедона.

Подтверждая мнение Траутшольда о составе хотьковской опоки, С. Н. Никитин (1888), однако, не называет ее туфом. «Я более чем склонен предполагать, что самая опока была также некогда мелом и образовалась из него тем же процессом метаморфизации, который образовал из верхних частей мела так называемые меловые мергели Орловской, Симбирской и других губерний меловой полосы России, породу, в которой в некоторых местностях наблюдается также полное отсутствие углекислой извести, как и в хотьковской опоке, сходной с нею вполне по ее внешнему виду и химическому составу» (стр. 33).

Микроскопическое описание опоковидных песчаников из сел. Никольского и Елагина на р. Орлице (40 км на запад-юго-западнее г. Орла) было произведено П. Н. Чирвинским (1904). По внешнему виду порода имеет желтовато-серый цвет, рыхлая, слюдистая, местами в ней заметны скопления песчанистой охры и гравия, встречаются крепкие стекловатые участки. Под микроскопом видно, что порода состоит из угловатых осколков кварца, листочков мусковита, зерен разложившегося глауконита и множества шариков так называемой аморфной кремнекислоты. Реже встречаются известковые и глинистые частицы и кремневые обломки губок.

«Особый интерес, — писал П. Н. Чирвинский, — представляют шарики кремнекислоты. Их диаметр близок к 0,01 мм. Они то лежат свободно, то срастаются по нескольку, иногда в виде цепочки, выполняющей канал спикул, иногда же пристают к поверхности кластического кварца в виде агломератов». Двупреломление их слабое, строение лучистое, удлинение волокон положительное, что указывает на люссатит. При больших увеличениях по внешнему краю шариков заметна зубчатость, иногда — шестиугольное очертание. П. П. Чирвинский считает, что во внешней части шариков, кроме игл люссатита, содержится опал, который и придает округлость уже окристаллизовавшемуся ядру.

В заключение П. П. Чирвинский указывает, что источником SiO_2 для образования этих шариков были губки. Возраст песчаников меловой.

У сел. Буженка и Разлеты на Десне, ниже Новгород-Северска, маастрихтский мел покрывается опоками, которые раньше считались третичными, а в 1941 г. Н. Т. Зонов отнес их к хоперскому горизонту. На этих опоках залегает палеогеновый фосфоритный конгломерат, цементом которого является также опока. В 1915 г. Я. В. Самойлов опубликовал заметку о результатах изучения этих опок. Вследствие исключительного господства в этой породе остатков кремневых губок, Я. В. Самойлов назвал ее спонголитом и отметил при этом ее сходство с французскими телами, описанными Кайе. Цементирует опоку водный кремнезем: в незначительном количестве в породе встречаются зерна кластического кварца и зеленые зерна глауконита.

Основываясь на том, что в современных осадках содержание спикул кремневых губок, несмотря на их широкое распространение, редко превышает 20%, Я. В. Самойлов заключает, что обилие остатков спикул губок в спонголитах обусловлено дальнейшим изменением осадка в процессе образования породы. Это, по его мнению, подтверждается еще тем, что содержание воды в кремнеземе современных спикул губок значительно выше, чем в ископаемых. Исходным материалом, который послужил для образования опалового цемента в опоке, были диатомовые водоросли и радиолярии.

Среди опок Я. В. Самойлов различал две разности — рыхлую, светлую, и твердую, темную. В шлифе обе эти разности имеют одинаковый состав, но в химическом отношении они существенно разнятся. Рыхлая опока отличается от твердой меньшим содержанием общего кремнезема, значительно меньшим содержанием кремнезема, растворимого в едком

кали (24,05% SiO_2 в рыхлой и 70,73% SiO_2 в твердой опоке), и повышенным содержанием глинозема (9,5% Al_2O_3 в рыхлой и 2,0% Al_2O_3 в твердой). На этом основании Я. В. Самойлов пришел к выводу, что рыхлая опока представляет собой выветрелую разновидность твердой и что выветривание опок выражается в явном выносе из них кремнезема и в соответствующем возрастании содержания алюмосиликатов.

Эти выводы Я. В. Самойлова не убедительны. Различие в химическом составе и в твердости опок могло быть и до начала выветривания. Никаких же структурных признаков выноса кремнезема из опок в процессе их выветривания Я. В. Самойлов не приводит. Впрочем, в одной из своих последних работ совместно с Е. В. Рожковой он писал: «Наши первоначальные представления о соотношении свежих и выветрелых опок, опиравшиеся на имевшийся в нашем распоряжении недостаточный фактический материал, должны были в дальнейшем претерпеть сильные изменения. Агентам химического выветривания опоковая масса вообще должна в достаточной мере сопротивляться, разве только в некоторых случаях может осуществиться вымывание аморфной кремневой кислоты» (Самойлов и Рожкова, 1925, стр. 47). Этим самым Я. В. Самойлов признал ошибочность своего прежнего взгляда на происхождение рыхлых опок путем выветривания и выноса кремнезема из твердых опоковидных пород.

Я. В. Самойлов и Е. В. Рожкова (1925) изучали трепелы из дер. Кореново Жиздринского района Калужской обл. Основная масса трепела, по их наблюдениям, сложена из мелких округлых телец, имеющих около 0,0025 мм в диаметре, не действующих на поляризованный свет. В трепеле рассеяны кластические зерна кварца и полевого шпата, а также глауконит. Последний иногда замещает зерна полевого шпата, или обрастает зерна кварца. Из органических остатков нередка встречаются мельчайшие обломки игол губок, каналы которых, в большинстве случаев, выполнены глауконитом. Авторы довольно подробно останавливаются на вопросах генезиса трепелов и путем косвенных соображений приходят к выводу, что первоначально эти породы представляли собой диатомовые ил.

Добужский трепел, по данным Е. М. Яншевского (1929), имеет такой же состав, как и кореневский. Кроме спикул губок, в нем обнаружены раковины форминифер и скелеты радиолярии. Последние сложены из опаловых шариков, т. е. являются метаморфизованными образованиями. Соглашаясь с Я. В. Самойловым и Е. В. Рожковой, что добужский трепел первоначально представлял собой диатомовый ил, Е. М. Яншевский добавляет, что мягкость или рыхлость трепелов связана с процессом удаления из них извести.

Д. С. Белянкин и Л. М. Куприянова (1936) определили показатели преломления опаловых зернышек брянского трепела с Чуркиной горы — 1,4783 и жиздринского трепела — 1,4963.

А. Д. Архангельский (1936) связывал накопление кремнистых пород с развитием выветривания на континентах. Глубокое выветривание алюмосиликатных пород приводит к раздельной миграции и накоплению соединений алюминия, кремния и железа чаще всего на суше, частью в море. Если известно скопление соединений одного из этих элементов, то где-то в недалеком соседстве должны были отлагаться и остальные. Так, франским бокситшамозитовым рудам Урала отвечают кремнистые отложения того же возраста на Тимане: нижний карбон Подмосковного бассейна богат кремнями, а в озерных отложениях этого же возраста известны железные руды и бокситы.

Однако для верхнемеловых и палеоценовых кремнистых отложений пока не известны ни бокситы, ни железные руды. «В отношении мезозойских и третичных кремнистых пород, — писал А. Д. Архангельский

(1936, стр. 872), — у нас нет никаких определенных указаний на терригенно-химическое происхождение их. Наоборот, обилие остатков кремневых организмов во многих из них заставляет думать, что главным фактором литогенеза в данном случае были организмы. . . Думаю, однако, — писал он далее, — что терригенно-химический кремнезем и здесь играет некоторую роль».

Вулканогенный источник кремнезема А. Д. Архангельский считал возможным только для вулканических районов: «Что касается, наконец, участия в образовании кремнистых пород гальмиролиза, то, по-моему, в настоящий момент все разговоры об этом относятся к области чистейших, ничем не обоснованных предположений» (1936, стр. 866).

Большую роль гальмиролизу, особенно в области происхождения глауконита, придает Л. В. Пустовалов (1940), хотя обоснование им этого процесса, действительно, не выходило за пределы чистейших, ничем не обоснованных предположений.

Сведения о химическом составе и гидравлических активностях меловых трепелов, опок и кремнеземистых глин содержатся в работах Я. В. Самойлова и Е. В. Рожковой (1925), Е. М. Янишевского (1929), Д. С. Белянкина и Л. М. Куприяновой (1936), В. Ассонова (1932), Н. В. Фроловой (1939), Е. В. Рожковой и Б. Воронкова (1934), А. Т. Инаповой (1936).

К. В. Васильев и В. С. Веселовский (1936) на основании рентгеновского анализа показали, что опал трепелов и опок представляет α-кристобаллит, размеры кристалликов которого варьируют от $5 \cdot 10^{-5}$ до 10^{-4} см.

Б. Классификация и номенклатура

Аутигенный кремнезем распространен во всех ярусах меловой системы и находится в разнообразных формах. Сюда относятся спонголиты и гезы сеномана, опоки и трепелы турона, коньяка, сантона и маастрихта, кремни турона, коньяка и кампана и, наконец, радиоляриевые глины и кремнеземистые алевриты сантона. Прежде всего необходимо условиться о понимании некоторых терминов.

Согласно предложению Б. Мешаева (1904), т р е п е л о м в нашей работе называется рыхлая, растирающаяся пальцами порода, состоящая из тонкопорошковатого опала, в котором органических остатков мало, или они совсем отсутствуют. В трепеле может содержаться до 50% неопаловых примесей: песка, глины или карбонатных частиц.

Е. В. Рожкова (1929) пыталась сузить это понятие. Она считала трепелом только те его разновидности, которые имеют объемный вес в куске, в пересчете на сухое вещество (скелет), меньше единицы. Это ограничение до некоторой степени было в согласии с требованиями промышленности, которая нуждалась в легковесных материалах как термоизоляционном сырье. Однако промышленность стала больше интересоваться объемным весом молотого трепела, так как объемный вес его скелета сильно меняется от вторичных процессов выщелачивания, не везде связан с количеством опалового кремнезема и не всегда соответствует термоизоляционным качествам молотого материала. Кроме того, такие рыхлые трепелы, как хотьковские, вследствие их большого объемного веса (1,2—1,3), приходилось относить к опокам, что расходилось с обычными представлениями об этих породах. Поэтому суженное понятие трепела не получило широкого распространения, да и сама Е. В. Рожкова (1945) в одной из своих новых работ этой номенклатурой уже не пользуется.

О п о к о й называется твердая порода, состоящая из микропористой опаловой массы, среди которой в небольшом количестве могут присут-

ствовать органические остатки. Опока легко чертится ножом, но не растирается пальцами. Количество неопаловых примесей в ней может достигать 50%. От геза опока отличается отсутствием или малым содержанием халцедона и спикул губок.

Г е з ы, согласно Кайе (Cayeux, 1923, стр. 256 и 280), это породы, состоящие из опала и халцедона, с примесью зерен глауконита, остатков губок, радиолярий и диатомей. Среди кремневых органических остатков преобладают губки, реже встречаются диатомеи и совсем редко — радиолярии.

С п о н г о л и т о м называется твердая порода, состоящая преимущественно из спикул кремневых губок или их опаловых и халцедоновых псевдоморфоз. В противоположность этому термину, для рыхлой породы такого же состава удобно применять выражение с п о н г и л т.

К р е м н и — конкреционные или пластообразные образования и выполнения трещин, твердые (чертят стекло). Обычно они состоят из кварца и халцедона, редко из опала или с примесью опала.

Описанные породы представляют собой образования свободного аутигенного кремнезема. Они могут быть объединены в четыре группы:

1. Пластовые опаловые породы — опоки и трепелы.
2. Пластовые опалово-халцедоновые породы — геэы и спонголиты.
3. Конкреционные кварцево-халцедоновые и опаловые породы — кремни.
4. Кварцево-халцедоновые выполнения трещин.

Кроме того, свободный аутигенный кремнезем находится в составе цемента или второстепенной примеси многих других пород — как мергели, песчаники и глины.

По Днестру известны пластовые меловые кремни, но мы их здесь не рассматриваем.

Связанный аутигенный кремнезем входит в состав аутигенных силикатов — глауконита, гидрослюд, монтмориллонита, галлуазита и цеолитов.

В. Кремни, их состав и распространение

По своему составу меловые кремни делятся на опаловые и кварцево-халцедоновые.

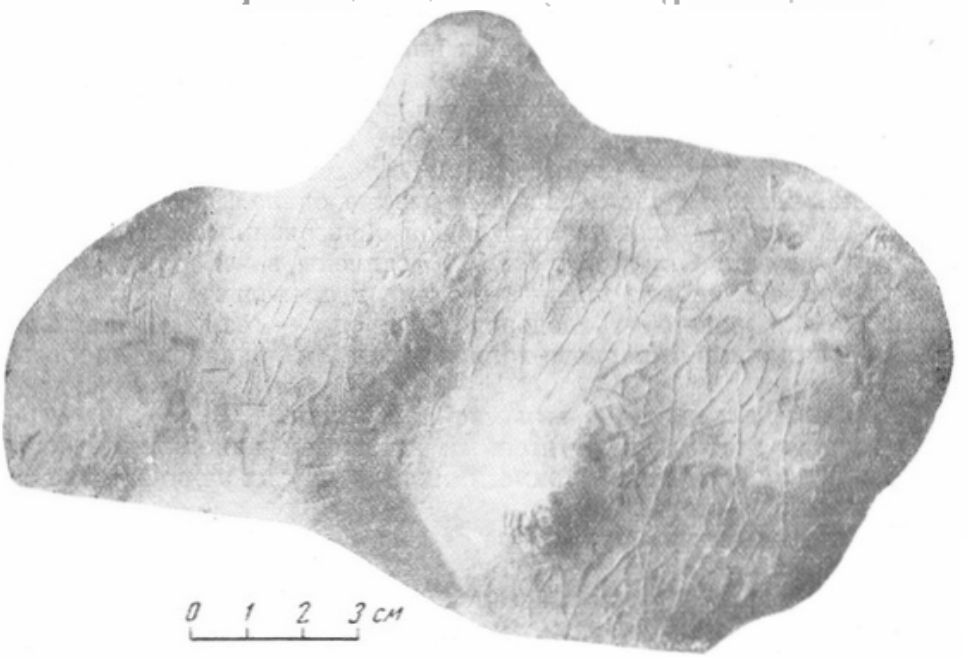
О п а л о в ы е к р е м н и встречаются только в хоперском горизонте. Они имеют вид коротких линз или конкреций до 50 см в длину и 5—10 см в толщину. Поверхность их шероховатая, цвет серый, излом гладкий раковистый, блеск полуматовый, твердость около 7 (чертят стекло). В шлифе видно, что кремень состоит из однородной массы опала. Обычно опаловые кремни со всех сторон покрыты белым опаловым порошком, который частью плотно пристал к их поверхности, обусловливая этим ее шероховатость. Кремни залегают в зеленой глине вместе с линзочками белого пластового фосфорита и бурого железняка. В кремнях хоперского горизонта из Вольска встречаются диатомовые водоросли плохой сохранности.

К в а р ц е в о - х а л ц е д о н о в ы е к р е м н и распространены в туронском и коньякском мелу окраин Донбасса и в кампанском и маастрихтском мелу и мергелях во всей впадине. Форма кремней весьма разнообразна, но в то же время довольно характерна, что позволяет выделить следующие виды:

округлые кремни,	псевдоморфозы,
сучковатые кремни,	кремневые рукава,
палочковидные кремни	колломорфные кремни,
пластинчатые кремни,	кремневые выполнения трещин

Округлые кремни имеют форму эллипсоидов или караваев (фиг. 100), осложненную пережимами, углублениями и многочисленными бугорками или сосковидными отростками. Кремни неправильной формы, но с закругленными отростками, пережимами и углублениями (фиг. 101) относятся тоже к этому виду. Некоторые углубления в них переходят в дыры. Внутри кремней встречаются пустоты, выполненные чаще мелом, а иногда трепелом.

Сучковатые кремни сходны с округлыми, отличаясь лишь наличием полых отростков, сходных с сучками (фиг. 102).



Фиг. 100. Округлая кремневая конкреция. Турон, р. Крынка

Палочковидные или пальцевидные кремни внешне, действительно, напоминают палочки или пальцы (фиг. 103). Диаметр их варьирует от 1 мм до 2—3 см, длина 5—30 см. Палочки бывают прямые и изогнутые. На некоторых палочковидных кремнях наблюдалась штриховка, напоминающая стилолитовую (фиг. 104).

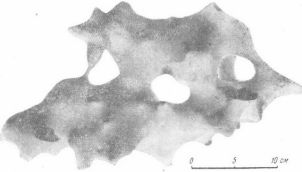
К этой же группе принадлежат не связанные с организмами корневидные отростки, или ризолиты, которые обычно наблюдаются при налегании мергелей или опок на мел.

Пластинчатые, или плитчатые, кремни имеют толщину от 0,5 до 3 см, а площадь — до нескольких квадратных метров или даже километров. Пластинки кремня как сверху, так и снизу иногда бывают покрыты бугорками или отростками различной величины и формы, а также носят следы диагенетических трещин и ходов илоядных животных. Такие пластинчатые кремни наблюдались в туронско-коньякском мелу Краматорска и Славянска (фиг. 105), р. Крынки и в сантонско-кампанском мелу севернее Белгорода. Пластинчатые кремни залегают всегда согласно с направлением слоистости.

Псевдоморфозы кремней весьма разнообразны. Они подразделяются на псевдоморфозы выполнения и псевдоморфозы замещения. По своему составу как те, так и другие могут быть опаловыми или кварцево-халцедоновыми.

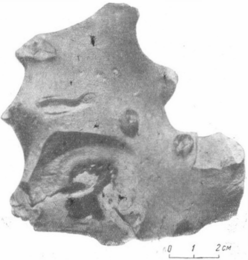
Весьма часто кремнезем выполняет полости раковин моллюсков и морских ежей, а также микроскопические пустотки раковин форамини-

фер. При этом происходит не только пассивное выполнение полостей, но и замещение попавшего в них материала. Реже наблюдаются кристаллики кварца, выполняющие поры, или пленки халцедона, выстилающие стенки этих пор.



Фиг. 101. Кремневая конкреция неправильной формы, с закругленными отростками. Турон, г. Славянск

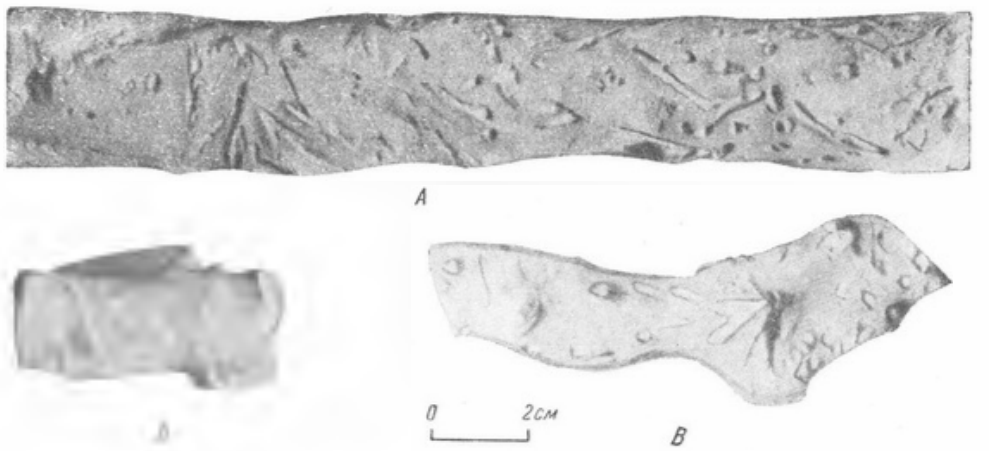
Как правило, псевдоморфозы выполнения состоят из смеси халцедона и кварца, в немногих случаях — из опала. Последний обычно выполняет полости фораминифер.



Фиг. 102. [illegible] конкреция. Кампан, г. [illegible]

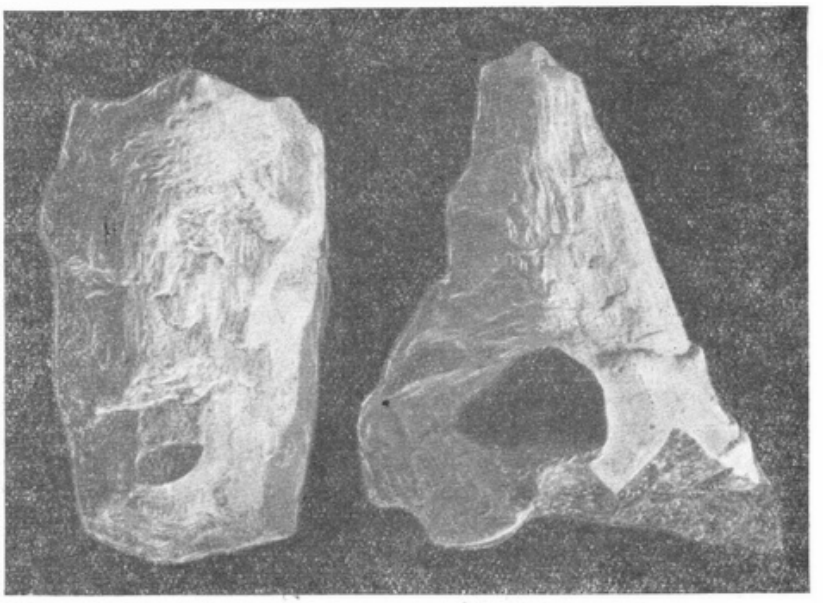
Кремнезем нередко замещает органические остатки и различные минеральные тела. При этом древесина, как правило, замещается опалом, а кальцит — халцедоном. Замещению халцедоном подвергаются как

крупные, так и мелкие раковины, без особого разбора. В некоторых случаях (мел Брянска и Славянска) сравнительно крупные обломки раковин иноцерамов превращены в халцедон, в то время как мелкие кальцитовые образования — фораминиферы и кокколиты — остались неокремнелыми.



Фиг. 103. Палочковидные кремни со следами ходов илоядов. Коньяк, г. Славянск

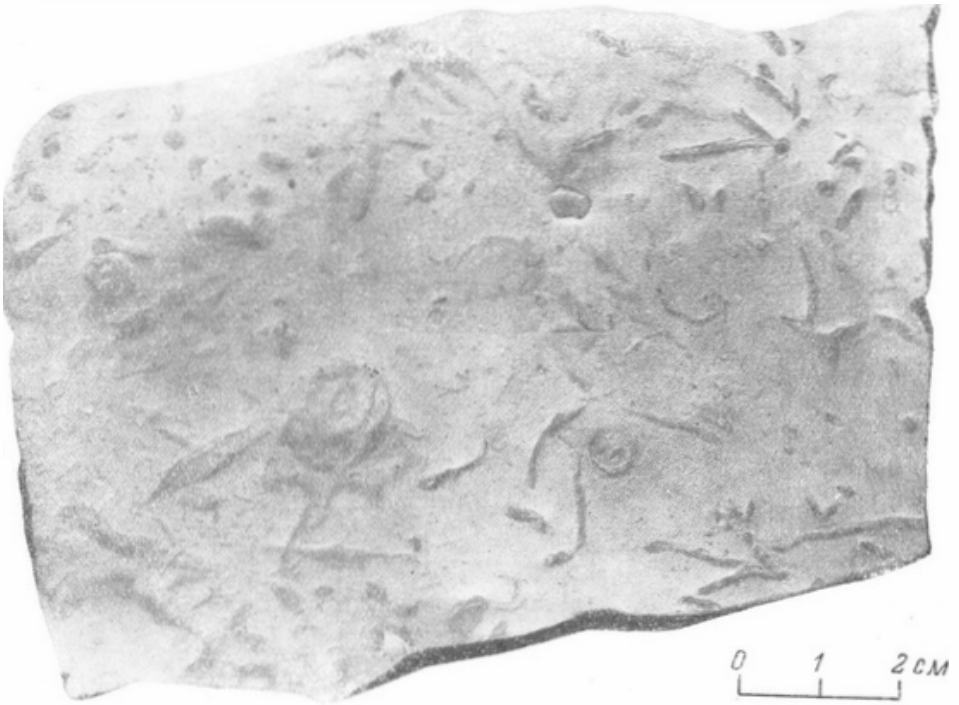
А — [illegible] углублений и валиков; Б — [illegible]; В — [illegible] углублений



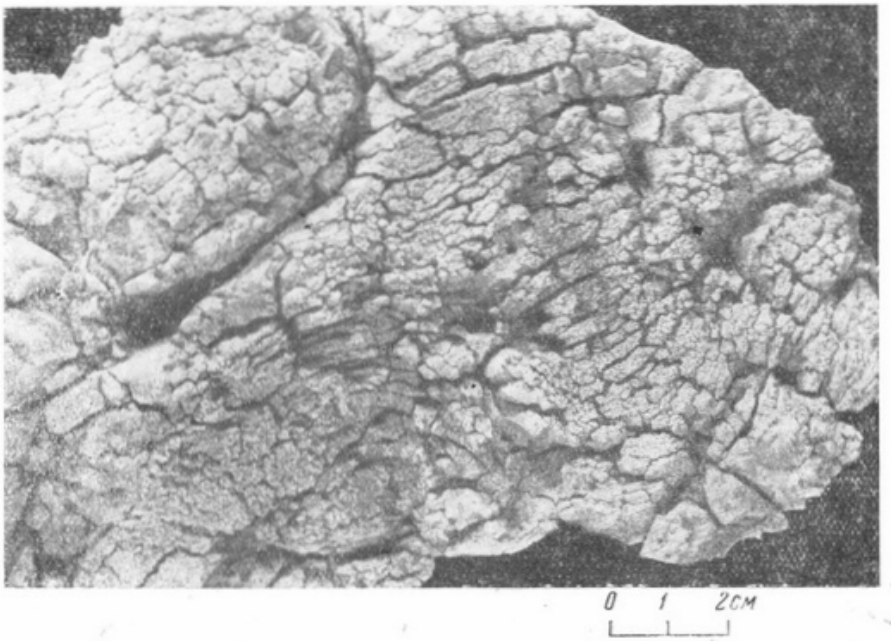
Фиг. 104. Палочковидные кремни с вертикальной штриховкой. Нат. вел.

Почти все кремневые конкреции образовались путем замещения известковых частиц халцедоном, при одновременном выполнении пор между ними опалом, кварцем или халцедоном. Их можно считать метасоматическими, но нельзя назвать псевдоморфозами, так как они не воспроизводят какую-либо определенную форму.

Кремневые рукава соединяют отдельные слои кремневых конкреций. Форма их рукавообразная, удлиненно-округлая, иногда



Фиг. 105. Плитка кремня со следами ходов илоядных животных. Турон, г. Славянск

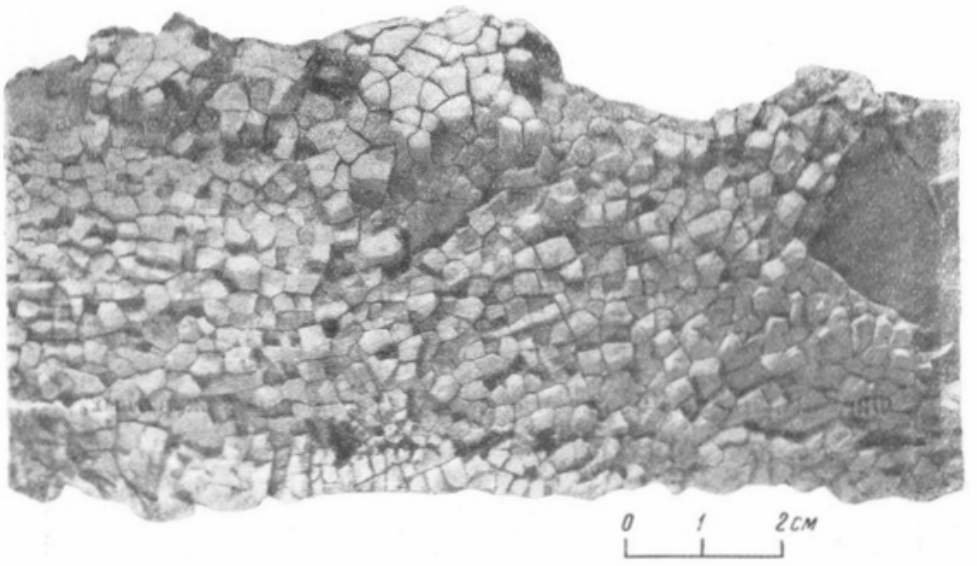


Фиг. 106. Колломорфный подтрепельный кремень. Маастрихт, р. Крынка

уплощенная, напоминающая выполнения трещин. Размеры кремневых рукавов обычно таковы: ширина 5—10 см, длина 0,7—1,0 м и, редко,

до 1,5 м. Цвет кремней с поверхности серый или светлосерый, внутри черный. В обломках кремневые рукава не отличаются от обломков тех кремней, которые они соединяют. Вероятно, и происхождение этих двух видов кремней одинаковое.

Колломорфные кремни залегают в основании трепелов на южной окраине Донбасса, вследствие чего их называют также подтрепельными. Поверхность их испещрена многочисленными резкими трещинами, напоминающими трещины высыхания пластичной глины. Форма трещин чаще неправильная (фиг. 106). Изредка встречаются и хорошо образованные полигональные призмы (фиг. 107), похожие на базальтовые отдельности, но отличающиеся от них малыми размерами. Форма колломорфных кремней неправильная. Размеры их различные — от нескольких сантиметров до 0,8 м в диаметре. Часто они срастаются вместе,



Фиг. 107. Колломорфный подтрепельный кремень с полигональными призмами. Маастрихт, р. Крынка

образуя кавернозную кремневую плиту. Состав плиты и кремней кварцево-халцедоновый. Изредка в кремнях встречаются следы спикул губок и окварцованные раковины форминифер.

Среди песков хоперского горизонта в Рыльском районе встречаются своеобразные шаровидные или округлые кремни, разбитые трещинами наподобие сетарий (фиг. 108). Цвет их желтовато-серый, состав — опалово-халцедоновый.

Трещинные кремни образовались путем выполнения кремнеземом вертикальных или наклонных трещин в мелу. Такие кремни наблюдались среди коньякского мела вблизи Славянска. Цвет этих кремней желтый или светложелтый, чем они резко отличаются от прочих типов кремневых образований и легко распознаются даже среди обломков в осыпях и в аллювии балок. Ширина трещин, выполненных кремнем, 0,3—0,6 м, длина и глубина — до нескольких десятков метров.

Рассмотренные восемь видов кремней можно объединить в три группы. Первая группа включает шесть первых видов кремневых образований — округлые, сучковатые, палочковидные, пластинчатые, рукавообразные и псевдоморфозы. Границы между этими видами не всегда резкие. Общими признаками для них являются: черный цвет, образование путем замеще-

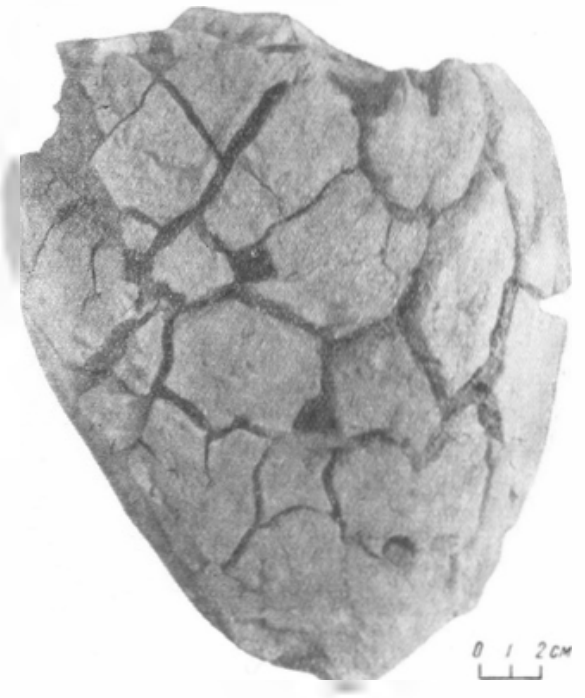
ния мела (что будет показано ниже) и, обычно, присутствие белой корочки. Их будем называть в дальнейшем группой черных кремней.

Группа колломорфных кремней и группа кремневых выполнений трещин включают пока по одному виду кремней тех же наименований.

Встречаются еще светлые кремнистые или кремнеземистые образования разнообразной формы. Они имеют вид палочек, ризолитов, округлых стяжений, а иногда образуют целые плиты. Твердость их невелика, нередко они совсем рыхлые. Возможно, что эти кремнистые образования представляют собой недоразвитые виды из группы черных кремней.

Наиболее широкое распространение имеет группа черных кремней, поэтому рассмотрим ее более подробно.

Цвет кремней с поверхности темносерый, до белого, на изломе обычно темносерый, иногда светлосерый или желтый, часто неоднородно-пятнистый. В некоторых кремнях на темном фоне выделяются более светлые участки или белые крапинки. После прокаливания органическое вещество, обусловливающее цвет кремней, выгорает и они становятся белыми или светлеют, оставаясь окрашенными окислами железа. Светлые участки, белые крапинки и белая корочка кремней отличаются меньшей пористостью и соответственно меньшим содержанием органического вещества, а также присутствием опала и, иногда, кальцита.



Фиг. 108. Кремневая сантария из хоперского горизонта. Рыльск

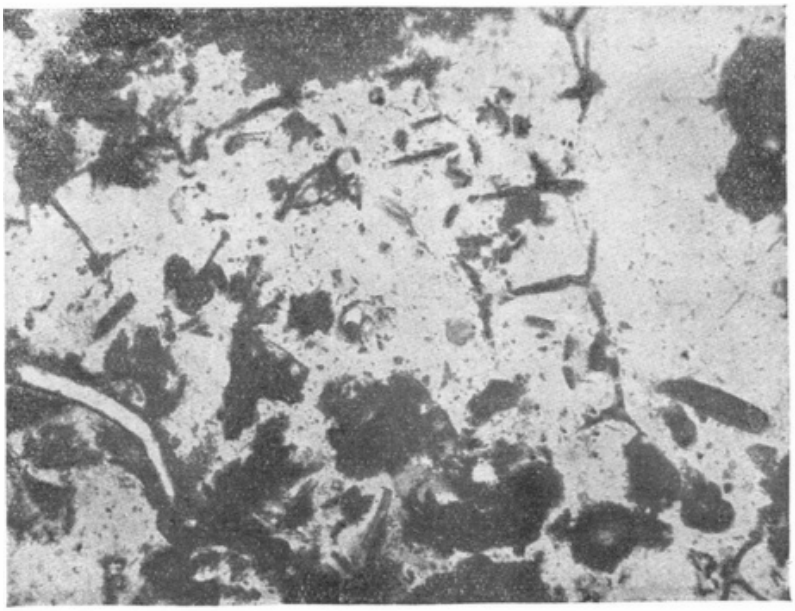
Поверхность округлых и сучковатых кремней часто бывает покрыта белой корочкой, которая иногда покрывает полости и внутри кремней. Толщина ее варьирует от долей миллиметра до нескольких сантиметров, обычно она тоньше на выпуклостях и толще в углублениях. Излом белой корочки раковистый, поверхность матовая, твердость всегда меньше, чем основной массы серого кремня. Иногда встречаются две или три светлые корочки, которые в таком случае составляют гамму переходов по твердости, цвету и составу от внутренней части кремня к его поверхности. Изредка встречаются кремни, состоящие целиком из такой же породы, как и белая корочка.

Кремни, распространенные в мелу, имеют с ним резкую границу, но те, которые встречаются в кампанских кремнеземистых мергелях, связаны с ними непрерывными переходами. Поверхность некоторых кремней, встречающихся в мелу, покрыта слабо заметной сеткой (см. фиг. 100), аналогичной той, которая обнаруживается в некоторых разностях мела при их проявлении (см. фиг. 98).

В шлифах видно, что кремни состоят из микрозернистого роговикового агрегата кварца и халцедона. Размеры зернышек этого агрегата обычно меньше 0,01 мм и поэтому отличить кварц от халцедона в большинстве случаев не удается. Изредка встречаются участки с хорошими

розетками халцедона или выделениями мозаичного кварца. Из органических остатков можно заметить плохо сохранившиеся окварцованные раковины фораминифер и опаловые спикулы губок. Последние большей частью растворены, а оставшиеся пустоты заполнены халцедоном. Чаще сохраняются опаловые псевдоморфозы выполнения каналов спикул губок.

В шлифе, изготовленном из черного кремня с белыми крапинками, видно, что черная масса состоит из микрозернистого агрегата халцедона, а светлые крапинки — из опала. При рассматривании шлифа в простом проходящем свете халцедон, вследствие своей прозрачности, выглядит



Фиг. 109. Микрофотография шлифа черного кремня с белыми пятнами и точками. Темное — опал, светлое — халцедон; среди массы халцедона видны следы растворившихся спикул губок и выполненные опалом их каналы. Коньяк, р. Крынка, совхоз № 5. Ув. 46, без анализатора

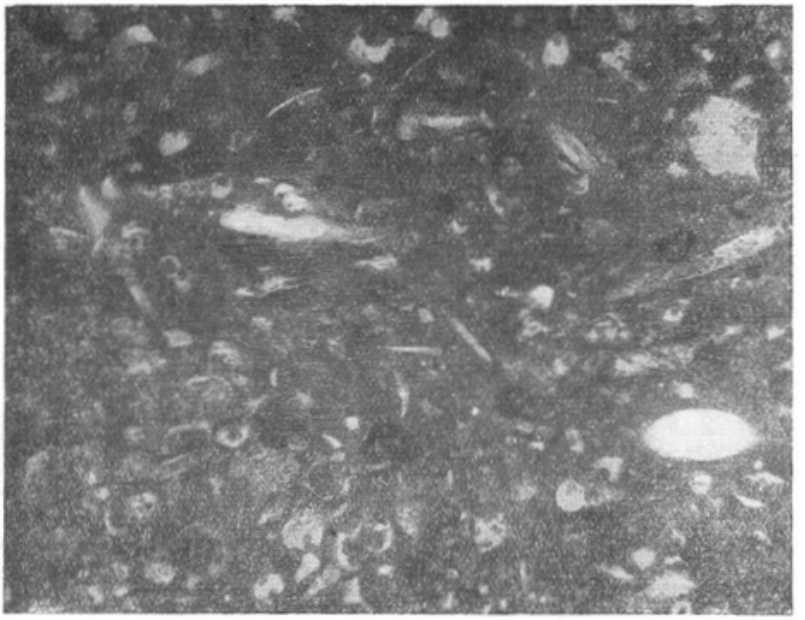
светлым, а опал, как непрозрачный вследствие микропористости, — черным (фиг. 109). В массе кремня можно заметить следы от растворившихся спикул губок, выполненные то опалом, то халцедоном. От большинства спикул сохранились только опаловые выполнения их каналов.

Раковины фораминифер при окремнении настолько сильно перекристаллизованы, что различаются с большим трудом и далеко не всегда. В тех случаях, когда их полости выполнены опалом, они видны хорошо и тогда можно обнаружить, что количество их остатков в кремне и в окружающей породе по объему одинаково.

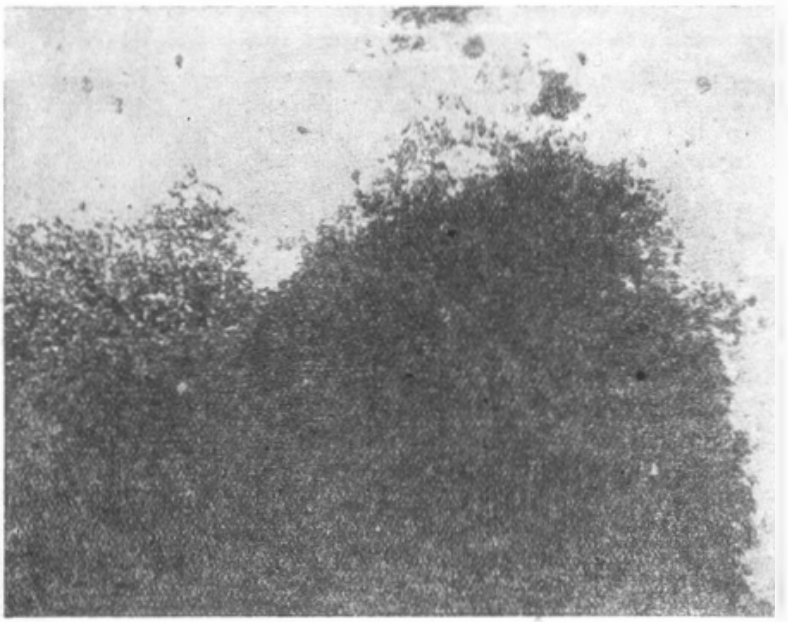
Органические остатки сохранились гораздо лучше в белой корочке или в белых крапинках, чем в основной кремневой массе. В шлифе из белой корочки видны кальцитовые раковины фораминифер, призмы иноцерамов и обломки других раковин, со всеми их переходами в сплошную халцедоновую массу, в которой только изредка различаются следы организмов. В белой корочке полости раковин фораминифер обычно выполнены опалом, а пустоты от растворившихся спикул губок — то опалом, то халцедоном (фиг. 110).

Граница между белой корочкой и основной массой кремня по внешнему виду вполне отчетливая. В шлифе она менее резкая (фиг. 111),

и, в зависимости от состава мела, — разнообразная. Отсутствие реакции обусловливается тем, что различные элементы мела по-разному поддаются



Фиг. 110. Микрофотография шлифа белой корочки кремня. В опаловой массе видно обилие остатков спикул губок, призм иноцерамов и фораминифер, замещенных халцедоном. Коньяк, р. Крымка, совхоз № 5. Ув. 46, без анализатора



Фиг. 111. Микрофотография перехода черного кремня в белую корочку. Светлое — кварцево-халцедоновая масса, черное — непрозрачная белая корочка, состоящая из опала с примесью кальцита. Сантонско-кампанские слои, Белгород. Ув. 46, без анализатора

окремнению. Легче окремненают кокколиты, порошковатый кальцит и спикулы губок, труднее поддаются окремнению раковины фораминифер и двустворок.

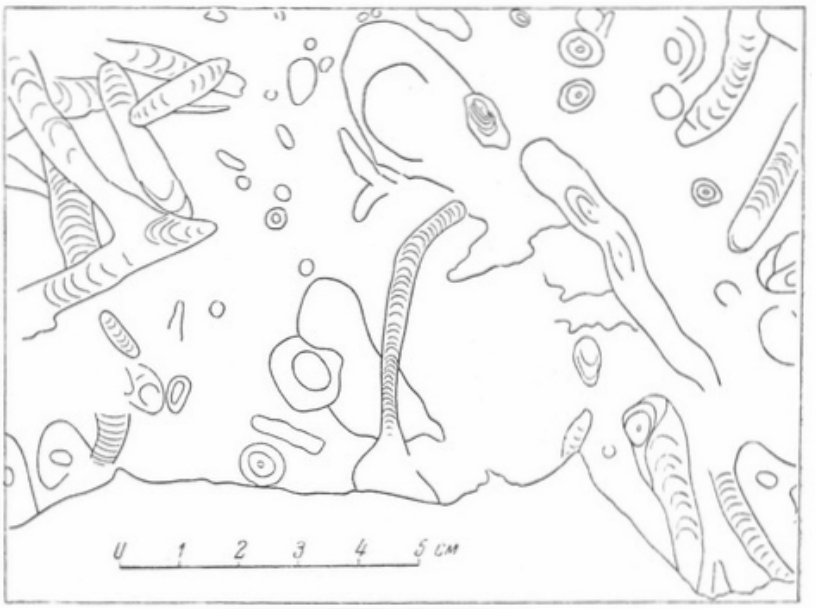
Относительно происхождения белой корочки кремней имеются разные взгляды. Еще И. Брыков по поводу выветривания кремней и окисления содержащегося в них органического вещества писал: «Таковому медленному сгоранию животной материи должно приписать более или менее скорое разрушение кремня на воздухе, от коего поверхность его делается бледнее, непрозрачнее и ломче. Однакож таковое изменение цвета не надобно смешивать с белою корою, кремень покрывающею, как с остатком мелового слоя, в котором кремень заключен был» (1838, стр. 25). Твенхофел (1936) и Шварц (Schwarz, 1938), конечно, не читали работы И. Брыкова и 100 лет спустя после ее опубликования высказали мнение,

Фиг. 112. Поверхность плитки кремня со следами ходов ядоядных животных.

что белая корочка на кремнях есть результат раскремнения. В действительности же, в белой корочке присутствуют раковины форминифер и моллюсков с присущим им строением кальцитовых скелетов. Отсюда ясно, что считать эту корочку продуктом раскремнения равносильно допущению воскрешения из мертвых.

Наблюдения И. Брыкова, М. С. Швецова (1948) и мои микроскопические исследования позволяют считать, что белая корочка на целых кремнях представляет собой недокремнелый мел или известняк. Ее, конечно, не следует смешивать со светлой корочкой выветривания, которая наблюдается на обломках кремней и проникает в их трещины. Осветление поверхности кремней при выветривании происходит в результате окисления органического вещества, на что указывал уже И. Брыков (1838).

В кремнях из кампанских мергелей окраин Донбасса сохранилось огромное количество спикул кремневых губок, одно-лучевых и шестилучевых. В самом мергеле спикулы редки, но отпечатков их осталось много. Эти кремни напоминают «роговики», описанные Г. А. Радкевичем



Фиг. 113. Частично та же поверхность, что на фиг. 112, зарисована

Фиг. 114. Кремневая конкреция с окремнелыми ходами, сохранившимися в виде валиков и бугорков. Коньяк, Славянск

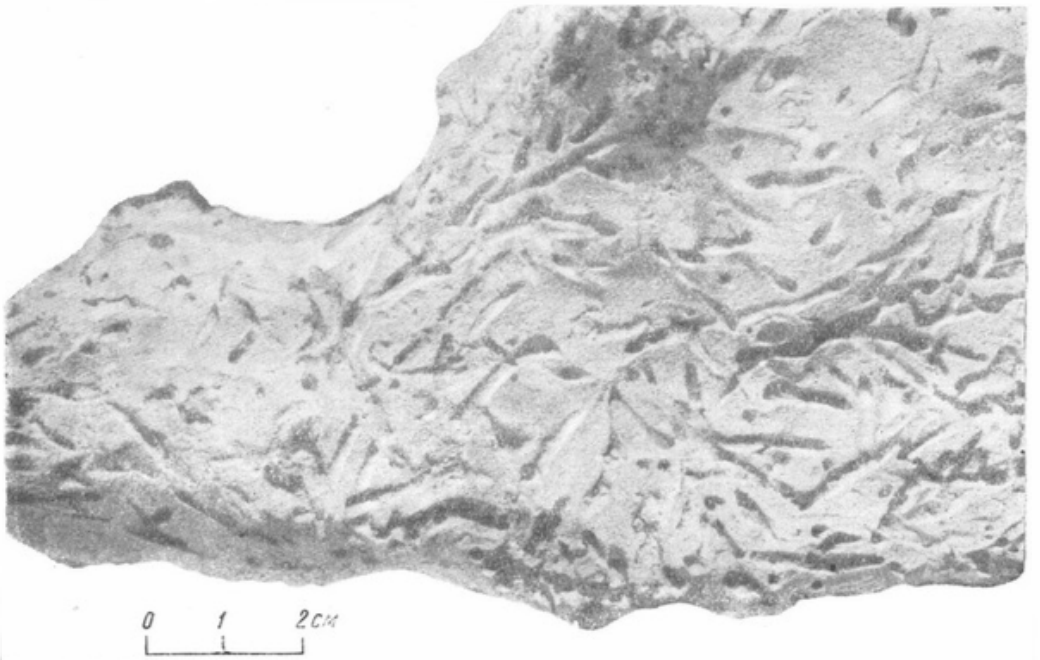
(1889) из сеномана Подолии, отличаясь от них ничтожным содержанием видимых в шлифе шариков опала.

Из органических остатков в кремнях следует еще отметить следы ходов илоядных животных. Эти следы имеют вид округлых углублений или бугорков, канавок или валиков на поверхности кремней. В канавках и на валиках заметны поперечные полуокружности, которые получились в результате неравномерного продвижения червя внутри ила, впоследствии окремневшего (фиг. 112 и 113). Некоторые ходы подверглись окрем-

нению очень сильно и поэтому выступают на поверхности кремней в виде стержней или валиков весьма отчетливо (фиг. 105 и 114).

Имеющиеся в кремнях канавки и углубления (фиг. 115 и 116) на первый взгляд производят впечатление следов действия камнеточцев. Однако ряд признаков указывает, что это не так. Прежде всего, поверхность стенок у этих углублений обычно шероховатая, в то время как камнеточцы делают ее гладкой. Затем, направление их идет часто не внутрь массы кремня, а параллельно или немного косо к его поверхности. Наконец, величина углублений обычно мала для укрытия камнеточца от хищников.

Эти факты, а особенно образование валиков или стержней на поверхности кремней, указывают на то, что мел, который подвергся окремнению,



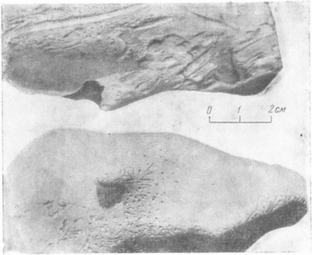
Фиг. 115. Кремневая конкреция с отпечатками ходов, сохранившимися в виде канавок. Коньяк, Славянск

первоначально был изрыт илоядными животными, оставившими в своих ходах и экскрементах разнохарактерные органические вещества. Одни из этих веществ способствовали осаждению кремнезема, или окремнению, в присутствии других, напротив, мел поддавался окремнению с трудом, даже если он находился в зоне образования кремневой конкреции. Таким образом, следы ходов илоядных животных на кремнях или внутри их — это результат избирательного окремнения мела в зависимости от характера органического вещества, оставленного илоедами.

Внутри кремней ходы илоедов, как правило, не видны совершенно, но иногда, напротив, сохранились более отчетливо, чем снаружи (фиг. 117). Следы таких же ходов илоедов встречаются на поверхности некоторых плиток (фиг. 118), а также во вмещающем их мелу, после его проявления.

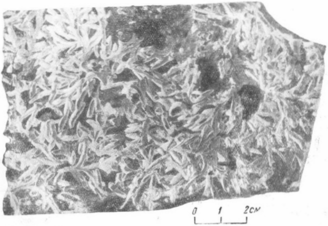
Особенно отчетливые и разнообразные следы ходов илоядных животных имеются в коньякских и, частью, в туронских кремнях окрестностей Славянска и Краматорска. Часто эти ходы гораздо лучше видны в кремне, чем в проявленном вмещающем его мелу (см. фиг. 103, 105, 113, 114—118). Комплекс илоядных животных в различных стратиграфических горизон-

тах мела различен. Это позволяет геологу в поле быстро определять тот или иной горизонт даже по обломкам кремней



Фиг. 116. Кремневые конкреции со слабо окремнелыми ходами [illegible]. Турон. Славянск

Сучковатые кремни встречаются в кампанском мелу около г. Валуек. Сучки имеют диаметр до 2 см и выступают над поверхностью кремня

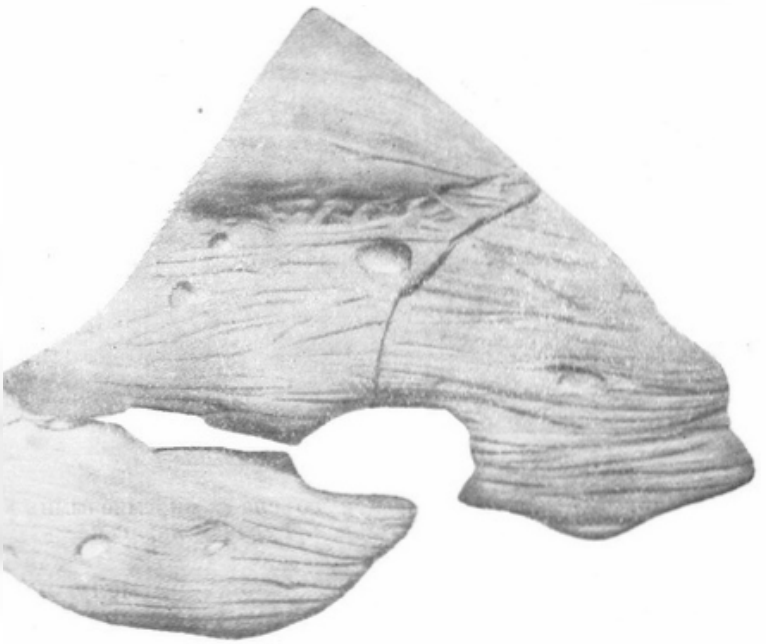


Фиг. 117. Неокремнелые ходы илоядов внутри кремневой конкреции, вид сверху; белое — опал, черное — халцедон. Коньяк, Славянск

на 2—4 см (см. фиг. 102). Внутри сучки полые, причем эта трубчатая полость заходит глубоко в массу кремня, а нередко пронизывает его насквозь, переходя в сучок на другой стороне конкреции.

Кремни с полыми сучками были описаны Ветцелем (Wetzel, 1937) из кампанского мела северной Германии. Происхождение этих сучков для Ветцеля осталось загадочным.

После проявления вмещающего мела, в нем обнаружились ходы илоядов, имеющие такой же диаметр, как и полости сучков. Сучки кремня переходят в эти ходы, пронизывающие мел. Отсюда очевидно, что трубчатые полости в сучках — это недоокремнелые внутренние части ходов илоядных животных, а сами сучки — окремнелые наружные части тех же ходов.



Фиг. 118. Поверхность плитки кремня со следами таких же ходов, как на фиг. 117, вид сбоку. Коньяк, Славинск. Нат. вел.

Из минеральных включений в кремнях следует отметить зерна зеленого глауконита, песчинки кварца, конкреции фосфорита и рассеянные сульфиды железа. Часть последних представляет собой явные псевдоморфозы по спикулам кремневых губок. В просвечивающей массе некоторых кремней видна тончайшая ажурная сетка пиритизированных спикул шестилучевых губок. При выветривании от сульфидов остаются гидроокиси железа, а иногда длинноволокнистый гипс.

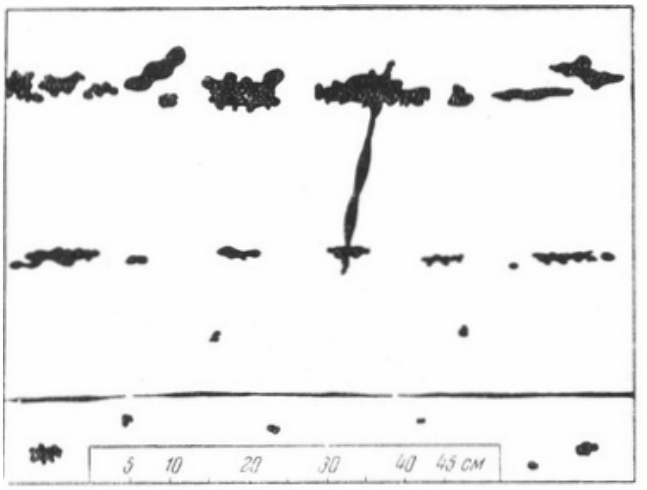
Химический состав округлых кремней из Краматорска, по данным С. А. Волкова, приведен в табл. 86.

Таблица 86

Химический состав округлых кремней

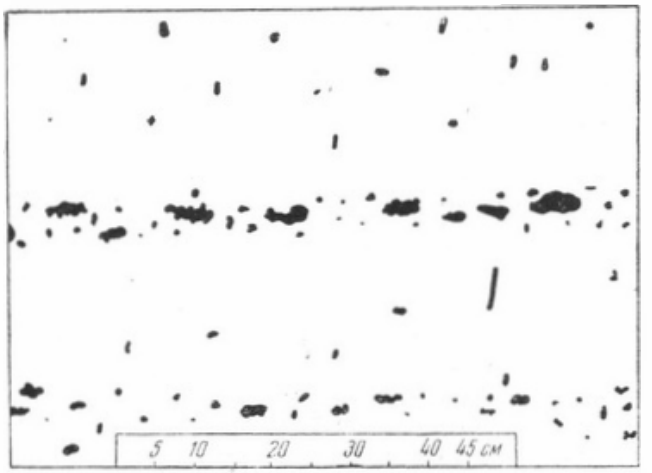
Возраст	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	R_2O	SO_3	Потеря при прок.	Сумма
Cn	96,34	0,87	1,16	0,39	0,17	0,16	0,05	0,97	100,11
Tn—Cn	95,62	1,08	2,47	0,36	0,38	0,42	0,05	0,46	100,54
Tn	96,88	0,44	1,00	0,36	0,20	0,03	0,03	0,98	99,92

Сравнивая состав кремней с составом вмещающего их мела (табл. 40), нетрудно видеть, что при окремнении мела происходит почти полное замещение карбоната кремнеземом. В то же время в кремнях наблю-



Фиг. 119. Округлые и пластинчатые кремни, сгруппированные в прослой; верхние два [illegible] соединены кремневым рукавом. Туронский мел, Краматорск

дается значительная концентрация окислов алюминия и железа, примерно в 5 - 7 раз бо́льшая, чем в мелу, а если исходить из объема пород,



Фиг. 120. Прослои кремней и единичные кремни в коньякском мелу. Краматорск

то в 10 раз бо́льшая. При окремнении мела, наряду с замещением карбонатных частиц, происходило и заполнение кремнеземом промежутков между ними.

Условия залегания кремней вполне характерны. Кремневые конкреции всюду располагаются в ряды, параллельные плоскостям напластования (фиг 119 и 120), и лишь изредка встречаются отдельные, рассеянные кремни. Послойное залегание кремней отмечалось многими иссле-

дователями. Слои кремней часто протягиваются на десятки километров. Еще Г. С. Буренин (1926) обратил внимание на то, что прослоек кремней, известный в основании кампанского яруса в Черниговской области, является хорошим маркирующим горизонтом при бурениях на воду. В Перекоповке этот прослоек кремней был встречен на глубине 800 м. Приведенные факты определенно говорят против эпигенетического происхождения этих кремней

Кремни чаще всего встречаются в чистых мелах, сравнительно редко в мергелях, еще реже в трепелах и опоках, а в глинах и песках совсем редки. Приуроченность кремней к чистым известковым или доломитовым породам давно известна в литературе (Борисяк, 1867; Твенхофел, 1936). Интересно отметить, что в толщах мела того или иного района большая часть кремней обычно приурочена к менее чистым его разностям — либо содержащим больше кварцевого песка, либо отличающимся скоплениями раковин моллюсков. Например, по окраинам Донбасса кремни чаще встречаются в мелу коньякского яруса, чем туронского. Туронский мел в этих местах, как известно, чище коньякского.

Г. Происхождение кремней

Происхождение кремней интересовало многих геологов. История этого вопроса изложена И. Брыковым (1838) в примечаниях к переведенной им книге Тюрпеня и в монографиях Ханнсена (Hannsen, 1901), Кайе (1929), У. Х. Твенхофела (1936), Н. Н. Смирнова (1930) и отчасти в статьях Г. А. Радкевича (1889) и Г. И. Теодоровича (1935).

Появление научно обоснованных теорий происхождения кремней начинается с середины XVIII столетия, когда М. В. Ломоносов (1763 г.) указал, что кремни образуются путем стяжения рассеянного в окружающих породах кремнезема [1]. Голландский геолог Гуттон, опубликовавший свои работы в конце XVIII в., считал, что кремни являются вулканическими образованиями. Хакке в 1806 г. был убежден, что кремни образуются в результате превращения мела Герард в 1816 г придерживался этой же точки зрения о происхождении кремней, хотя их состав ему был довольно точно известен. Он установил, что красящее вещество темных кремней исчезает при прокаливании и представляет собой уголь.

Буклянд в 1817 г. высказал предположение, близкое к воззрениям М. В. Ломоносова, — что кремнезем и мел накапливались совместно, в вязком состоянии, а при отвердении эти два вещества, под действием сил сцепления и притяжения, отделились одно от другого.

Леопольд фон Бух в 1828 г. решительно возражал против допущения Хакке о превращении углекислого кальция в кремень. Он считал, что кремни в мелу представляют собой окремнелые органические остатки, большею частью кораллы. В 1835 г. Форхгаммер (цит. по Ханнсену, 1901) высказал предположение, что кремнезем для образования кремней произошел из губок, альционарий и других животных, остатки которых сначала накоплялись в мелу, а позже были растворены, и затем растворенная SiO_2 отвердела и превратилась в кремень

В том же году Эренберг (цит. по Брыкову, 1838) сообщил об открытии им в кремнях огромного количества разнообразных «инфузорий». Именно эти «инфузории», по его мнению, являлись источником кремнезема для образования кремней.

Тремя годами позже, в 1838 г., И. Брыков в примечаниях к переводу Тюрпеня опубликовал новые данные о найденных им в кремнях спикулах

[1] М. В. Ломоносов. Сочинения, 1934, т. 7, стр. 238.

губок, «инфузориях» и микроскопических округлых образованиях, которые он называл «яичками». Все эти остатки, по его мнению, дали материал для образования кремней.

В 1847 г. Смит высказал теорию химического осаждения кремнезема из морской воды, органические же остатки, как он полагал, служили лишь ядрами, вокруг которых происходило твердение кремня.

Эти две теории — органогенного и химического происхождения кремней — в течение столетнего своего существования были дополнены и развиты многочисленными исследователями и в настоящее время имеют обилие вариаций. Ниже излагаются только важнейшие вопросы образования кремней.

Первый вопрос — *источник кремнезема* для образования кремней. И. Брыков, Г. А. Радкевич, А. Е. Ферсман, Н. Н. Смирнов и Г. И. Теодорович считают, что концентраторами кремнезема на морском дне были преимущественно кремневые губки. Другие кремневые организмы — радиолярии, диатомеи и перидинеи — играли при этом второстепенную роль.

Значение различных организмов как концентраторов кремнезема, очевидно, не всегда и не везде было одинаковым. В меловых кремнях Англии в изобилии встречаются в одних слоях губки, в других — радиолярии, из кремней северной Германии и Франции описано большое количество перидиней или динофлиеллят, а также радиолярий и спикул губок (О. Ветцель, 1933).

В наших кремнях содержится обычно немного остатков кремневых организмов, среди них всюду резко преобладают губки. Кроме того, отпечатки отдельных спикул и целых скелетов кремневых губок нередко встречаются во вмещающих кремни породах. Этим подтверждается предположение, что главнейшим источником SiO_2 для образования кремней могли быть кремневые губки.

Хотя, повидимому, такое объяснение и правильно, однако его нельзя признать достаточным для освещения всей проблемы. Так, например, скопления спикул губок и скелетов радиолярий далеко не всегда сопровождаются образованием кремней, так же как и обилию кремней не всегда сопутствует соответствующее количество остатков кремневых губок.

Второй вопрос — *время образования* кремней относительно вмещающей их породы. По этому вопросу И. Брыков в 1838 г. писал: «Все удостоверяет нас, что мел и кремень суть современники частью микроскопических, частью больших органических тел, кои мы находим теперь заключенными, или целыми, или по частям, в бывшей некогда жидкой массе мела и в окрепшем состоянии кремня» (стр. 18). Кремнистые почки, по мнению И. Брыкова, получились путем «отделения кремнистых частиц от известковых, сообразно степени притягательной силы первых и препятствия, встречаемого ими для своего соединения». В противном случае должны были бы получаться обыкновенные слои кремнистых пород. «Некогда кремни и мел вместе с органической материей составляли жидкую кашицу», — писал И. Брыков.

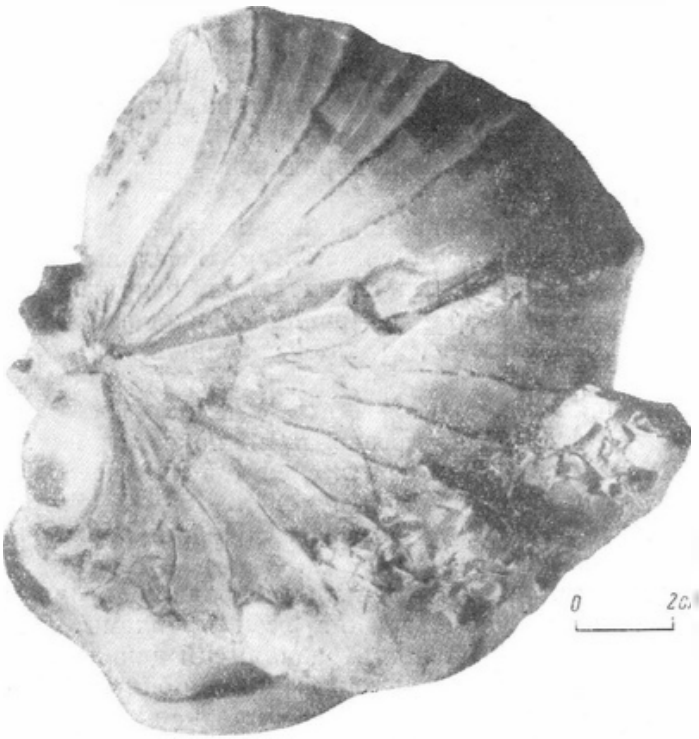
Переводя это на современный язык, можно сказать, что И. Брыков допускал гелевую стадию твердения кремней и придерживался теории сингенетического их образования — путем стяжения кремнезема, рассеянного в иле.

Сингенетическое образование кремней подтверждают многие ученые, среди которых следует назвать Г. А. Радкевича (1889), Джекс-Брауна и Хилла (1903), Твенхофела (1936) и Тарра, М. С. Швецова (1942), Г. И. Теодоровича (1935), О. Ветцеля (1933) и В. Ветцеля (1937). В частности, М. С. Швецов, а затем и Г. И. Теодорович указывают, что образование кремней предшествовало доломитизации.

Важнейшими аргументами в пользу сингенетичности кремней являются следующие:

1. Расположение кремневых конкреций согласно слоистости как в платформенных, так и в складчатых областях.

2. Лучшее сохранение естественной формы раковин моллюсков и морских ежей в кремнях, в то время как в окружающей породе эти органические остатки сплющены или раздавлены. Это главный аргумент в пользу того, что кремни отвердели до того времени, когда мел претерпел существенную усадку под действием позже накопившихся отложений.



Фиг. 121. Раковина *Inoceramus inconstans* W o o d s кремневым ядром и наростами кремня. В этих наростах сохранились гребни роста раковины. Славянск

Запечатлевшиеся в кремнях ходы илоядных животных также менее сплющены, чем в окружающей породе.

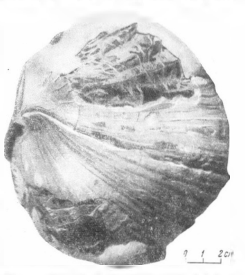
3. Лучшая сохранность в кремнях некоторых родов макро- и микрофауны (губки, радиолярии, перидинеи), тогда как в окружающей породе от них сохранились лишь неясные следы или не осталось даже и следов.

Иногда приводят еще аргументы — что форма кремней в разных слоях различная. Но это явление, как справедливо заметил Л. В. Пустоналов (1940), зависит от характера вмещающей породы. Сучковатые и другие кремни, сохранившие следы ходов илоядов, хорошо иллюстрируют это.

В меловых кремнях Днепровско-Донецкой впадины все эти признаки сингенетичности наблюдаются повсеместно. Особенно следует отметить прекрасную сохранность в кремнях раковин иноцерамов и панцырей морских ежей, которые в окружающем мелу обычно сплющены или раздроблены. Весьма интересно сохранение в раковинах *Inoceramus inconstans* W o o d s шаровидной формы и гребней роста раковины (фиг. 121 и 122), что еще никем ранее не отмечалось.

Наряду с большим количеством окремнелых раковин иноцерамов и морских ежей хорошей сохранности, встречаются более или менее деформированные, слегка сплющенные формы с раздробленной раковиной (фиг. 123, 124, 125). Эти деформации указывают на то, что затвердевание кремней или окремневающих ядер произошло в илу, но не у его поверхности, а на глубине нескольких метров. Следовательно, эти кремни можно считать образовавшимися во вторую стадию диагенеза.

Это предположение подтверждается фактом отсутствия или наличия малого количества кремневых галек в основании сантона, залегающего на размытой поверхности коньяка и турона по окраинам Донбасса. В то же время туронские и коньякские кремневые гальки встречаются в изобилии в основании третичных отложений. Отсюда следует вывод, что главная масса туронских и коньякских кремней затвердела во время сенона. Этот вывод, однако, нуждается в подтверждении.

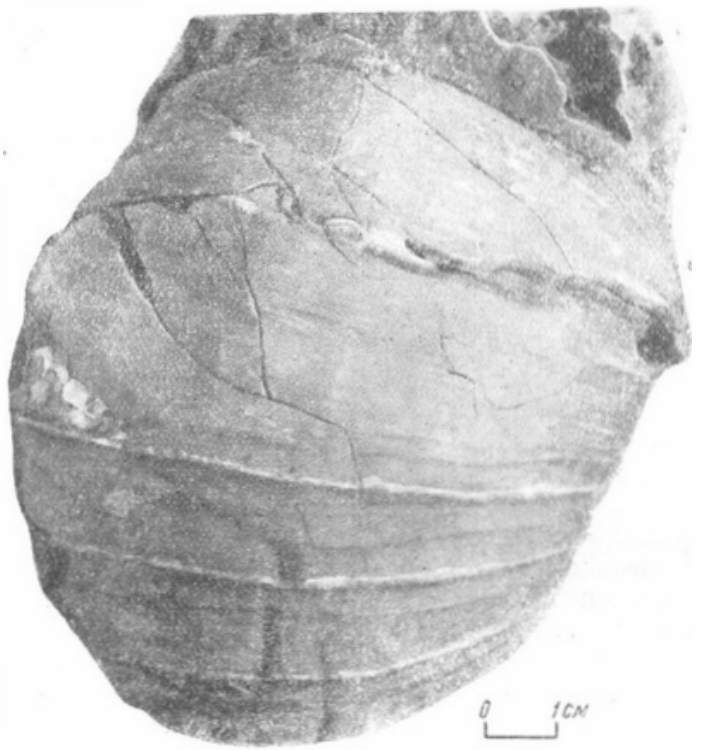

Фиг. 122. Раковина Inoceramus [illegible] Woods с кремневым ядром. Хорошо сохранилась шаровидная форма раковины. Славянск.

В качестве настойчивого защитника сингенетичности черных кремней выступил в последнее время В. Ветцель (1937). Он различает первичные, или раннедиагенетические, и вторичные, или позднедиагенетические, кремни. Первичные кремни окрашены в черный цвет и содержат прекрасно сохранившиеся скелеты морских ежей; вторичные кремни отличаются более светлым, обычно желтоватым цветом. Кремни или роговики, выделявшиеся в трещинах или образующие пластообразные залежи, не связанные со слоистостью вмещающей породы, В. Ветцель называет третичными.

Вся группа черных кремней из пишущего мела Днепровско-Донецкой впадины совпадает с группой раннедиагенетических образований по номенклатуре Ветцели. С этим можно согласиться, если ранний диагенез понимать в широком смысле. Дело в том, что в кремнях содержатся такие плотно зацементированные диагенетические минералы, как глауконит и курскит, которые могли здесь образоваться только до затвердевания кремневых конкреций. Обратное явление — чтобы кремневые конкреции цементировались фосфоритами, никогда не наблюдалось. Отсюда ясно, что черные кремни пишущего мела образовались во вторую стадию диагенеза, в илу, на глубине нескольких метров от его поверхности. Вероятно по этой причине, до сих пор в современных осадках кремни не найдены.

Кремни из кампанских мергелей окраин Донбасса имеют светлосерый и серый цвет, редко они черные. Содержащиеся в них панцыри морских ежей или кремневые ядра последних обычно слегка деформированы. Эти кремни очевидно также образовались в позднюю стадию диагенеза.

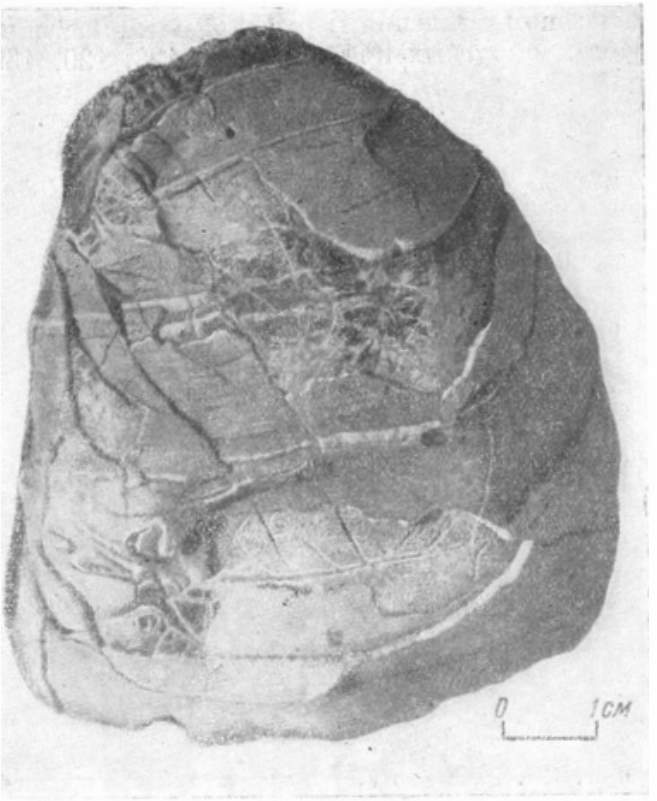
Третий вопрос — доказательство гелевой стадии твердения кремней. Буклянд, Эренберг и Брыков, высказавшие предположение о гелевой стадии, не привели убедительных доказательств ее существования. Почти через 100 лет после этих высказываний В. Ветцель обнаружил в некоторых кремневых ядрах морских ежей трещиноватую поверхность, напоминающую строение септарий, трещины высыхания или обезвоживания. Это привело его к убеждению, что кремни первоначально имели вид студневидных сгустков кремнегеля. Такого же мнения придерживаются Твенхофел (1936) и Тарр.



Фиг. 123. Раковина иноцерама; тот же экземпляр, что на фиг. 121. Массивная створка слегка раздроблена раздавливанием, происшедшим до окремнения

В нашем распоряжении имеется большое количество окремнелых ядер морских ежей и иноцерамов, в которых тоже видна «трещиноватость затвердевшего студня» (фиг. 126 и 127). Она выражена в виде мелкой сети клиновидных трещин, более крупных борозд и мелких точек. Ширина трещин обычно не более 1 мм, борозд — 2—3 мм. На первый взгляд борозды похожи на ходы ялоядов, но при ближайшем рассмотрении видно, что они сами переходят в клиновидные трещины. Борозды развиты главным образом на верхней поверхности кремня, а трещины преимущественно на его боковых поверхностях. Нижняя поверхность обычно гладкая. Все же нет достаточных доказательств существования гелевой стадии кремней, не являющихся ядрами раковин.

В мелу Днепровско-Донецкой впадины нередко встречаются кремни, которые подтверждают существование гелевой стадии. В коньякском мелу на р. Крынке был встречен черный кремень без белой оболочки, разбитый трещинами, которые по своей форме и размерам напоминают трещины брекчиевидного мела. Отдельные части кремня смещены относительно друг друга в вертикальном направлении на 1—8 мм. Края их резкие,

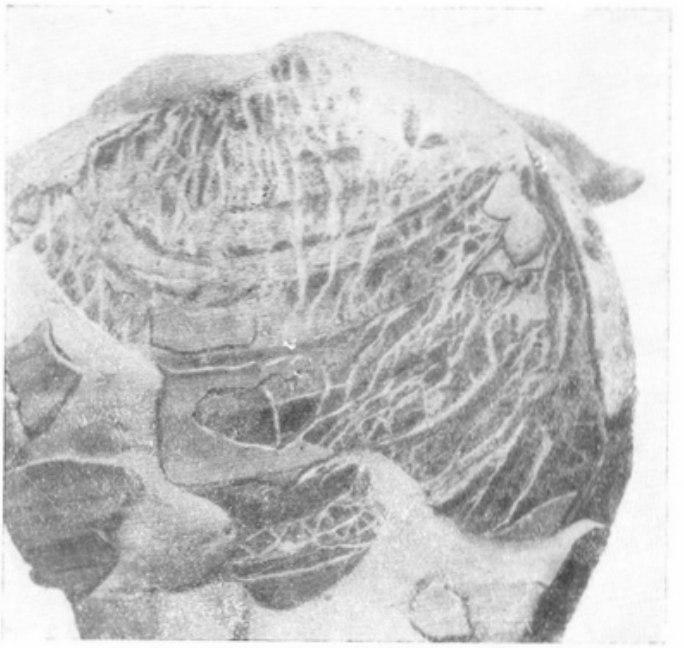


Фиг. 124. Раковина *Inoceramus lamarcki* Park с окремнелым ядром, слегка раздавлена. Славянск

Фиг. 125. Слегка раздавленный панцырь морского ежа. Славянск

Фиг. 126. Макушка кремневого ядра *Inoceramus lamarcki* Park с мелкими клиновидными трещинами. Славянск. Нат. вел.

на стенках трещин видны следы скольжения. Такие же трещины, но с меньшим диапазоном смещения наблюдались в пластинчатых, палочковидных и крупных округлых кремнях (фиг. 128, 129, 130).



Фиг. 127. Раковина *Inoceramus cuvieri* с окремнелым ядром. Поверхность ядра несет борозды и тонкие клиновидные трещины. Славянск

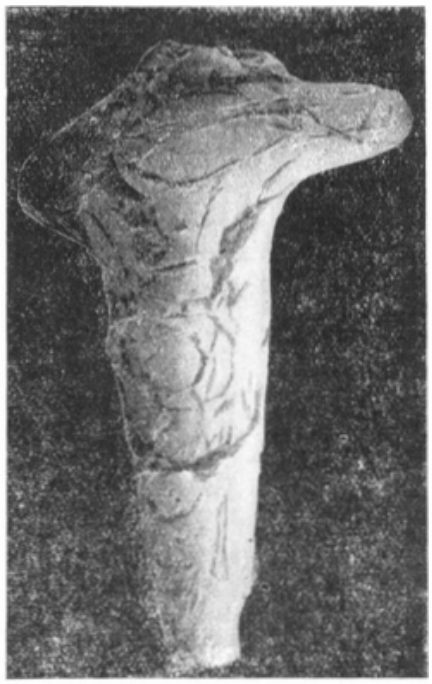
Фиг. 128. Плитка кремня, разбитая трещиной еще в мягком состоянии, при диагенезе; видны также следы ходов илоедных животных. Коньяк. Славянск. Нат. вел.

Фиг. 129. Округлый черный кремень, разбитый «сбросами» в то время, когда он был в мягком состоянии. Турон, р. Крынка. Нат. вел.

Кроме того, в мягком брекчиевидном мелу у совхоза № 5 на р. Крынке встречаются кремни, имеющие по бокам вертикальную штриховку (фиг. 104), аналогичную той, которая наблюдается на стилолитах. Эта штриховка обусловлена вертикальным смещением мела при его усадке относительно еще мягкого кремня.

Все эти факты трудно объяснить иначе, как представив, что первоначально кремни были настолько податливы, что даже под действием той незначительной силы, с которой могли давить частицы мягкого брекчиевидного мела, они раздроблялись, а полученные «обломки» смещались по вертикали относительно друг друга. В другом случае мел при своем вертикальном перемещении относительно кремня оставлял отчетливую штриховку на его мягкой поверхности. Очень возможно, что образование некоторых стилолитов в известняках может быть объяснено неравномерным затвердеванием известкового ила, сопровождавшимся его вертикальной усадкой.

Приведенные факты свидетельствуют только о мягкости кремней в начальной стадии их образования. Это не обязательно должны были быть студневые комья гелей, это могли быть участки мела с повышенным содержанием распыленного кремнезема, может быть даже в форме кварца и халцедона. Если это так, то белая корочка кремней как раз и являются такой мягкой стадией их затвердевания. Мягкие белые кремнистые образования и теперь встречаются в пишущем мелу, — это недоразвитые кремневые конкреции.



Фиг. 130. Палочковидный кремень, разбитый «сбросами» в то время, когда он был твердым. Турон, р. Крынка. Нат. вел.

Кремни из основания маастрихтских трепелов на южной окраине Донбасса и из хоперского горизонта окрестностей Рыльска сохранили более определенные признаки гелевой стадии их затвердевания. На фиг. 106—108 хорошо запечатлена трещиноватость кремней. Как видно, она весьма характерна для высохшего геля или пластичной глины. Вполне понятно, что вывод о гелевой стадии затвердевания этих кремней не может быть распространен на всякие другие кремни.

Четвертый вопрос — стяжение или сегрегация рассеянного кремнезема и метасоматическое замещение мела. Буклэнд и И. Брыков, выдвигавшие соображения об образовании кремней путем стяжения рассеянного в иле кремнезема, ничего не упоминают о возможных при этом процессах замещения им известковых частиц. Но уже в те времена Леопольд фон Бух описал случаи окремнения раковин моллюсков. Он считал, что кремни представляют собой остатки окремнелых организмов, преимущественно кораллов.

Значительно позже Соллас (Sollas, 1873) на основании тщательного микроскопического изучения кремней решительно высказался за образование их путем замещения мела. Он полагал, что главными концентраторами кремнезема на морском дне были губки. После их смерти кремнезем растворился и затем переотложился, замещая кокколиты и фораминиферы. Впоследствии эти псевдоморфозы были сцементированы добавочным приносом и отложением SiO_2. Многие последующие геологи подтвердили выводы Солласа.

Черные кремни Днепровско-Донецкой впадины дают богатый материал, на котором можно наблюдать замещение мела кремнеземом. Наоборот,

мне не приходилось видеть кремней, в которых не было бы признаков такого замещения. В массе черного кремня, где окремнение произошло наиболее полно, остатков фораминифер сохранилось очень мало и притом большинство их очень плохо различимо. Гораздо больше микроскопических органических остатков сохранилось в белой корочке, которая является переходом от мела к кремню. В ней содержится множество раковин фораминифер и двустворок в различных стадиях окремнения. Не было констатировано случаев, чтобы карбонатные органические остатки замещались опалом. Они замещаются либо кварцем либо халцедоном. Опал выполняет полости раковин некоторых фораминифер и каналы спикул губок (см. фиг. 110).

Фиг. 131. Черный кремень с белой корочкой, обросший пиритом. Турон, Славянск. Нат. вел.

Мел обладает большой пористостью, и если бы окремнение ограничивалось только замещением известковых частиц, то все кремни представляли бы губчатую массу. В действительности они очень плотны и не впитывают воду. Отсюда следует, что при образовании кремней происходило не только замещение известковых частиц кремнеземом, но и дополнительный привнос и осаждение кремнезема в порах мела или кремня. На основании пористости мела — 40—50% — можно заключить, что количество дополнительно осажденной SiO_2 в кремнях почти равно тому количеству, которое образовалось путем замещения известковых частиц. Вместе с кремнеземом было принесено небольшое количество железа и алюминия.

Пятый вопрос — взаимоотношения черных кремней с другими аутигенными образованиями. Эти взаимоотношения вполне определенны. Там, где кремневые конкреции залегают в фосфоритоносных или глауконитовых породах (основание коньякского мела у совхоза № 5 на р. Крынке), они цементируют глауконит и фосфорит, частично замещая их. Замещение фосфорита халцедоном и кварцем наблюдалось также и среди палеозойских фосфоритов Приуралья и Южного Казахстана.

В свою очередь на кремневые образования нарастают конкреции пирита и марказита (фиг. 131) и кристаллы барита (см. фиг 95). В туронском мелу у Райгородка на Северном Донце наросты барита встречены и на пиритовых стяжениях.

Следовательно, кремни образовались в более позднюю стадию диагенеза, чем глауконит и фосфорит, и раньше, чем стяжения сульфидов железа и барит. Это указывает на сравнительно позднее образование кремней — вероятно, во вторую стадию диагенеза. Восстановительная среда, необходимая для образования сульфидов, могла возникнуть значительно раньше того, как начали формироваться сульфидные конкреции.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы о происхождении меловых кремней Днепровско-Донецкой впадины.

1. Источником материала для образования кремней послужили кремневые или опаловые скелеты различных организмов. В одних случаях преобладали спикулы кремневых губок, в других — диатомеи или радиолярии, и в третьих, может быть, — перидинеи. Кремни Днепровско-Донецкой впадины образовались главным образом за счет кремневых губок.

2. Кремнезем скелетов кремневых организмов после захоронения их в илу растворялся, перемещался и концентрировался в определенных участках известкового ила или мела, замещая известковые частицы и заполняя поры между ними.

3. Твердение кремней происходило постепенно, т. е. первоначально «кремни» были мягкие.

4. Подавляющее большинство кремней, встречаемых в мелу, именно черные кремни, образовалось в позднюю стадию диагенеза.

5. Желтые или серовато-желтые кремни, залегающие в форме плит или окремнелых поверхностей пишущего мела, возникли в раннюю стадию диагенеза. Такая плита известна в Брянске — в основании верхнего турона, и по р. Крынке — в основании сантона, а также в некоторых местах в Поволжье. Образование таких плит тесно связано с обмелением моря и часто — со сменой карбонатных осадков кремнеземистыми.

6. Подтрепельные кремни Амвросиевки и кремневые септарии Рыльска образовались, вероятно, тоже в раннюю стадию диагенеза.

7. Желтые кремни, выполняющие вертикальные или наклонные трещины в мелу, — самые поздние кремневые образования. Они возникли, вероятно, после поднятия толщи мела над уровнем моря, при участии циркулирующих грунтовых вод.

Д. Спонголиты и гезы

В Днепровско-Донецкой впадине спонголиты и гезы встречаются в сеномане северо-западной окраины Донбасса — в Каневском районе, Киеве и Полтаве, а также в сеноне окраин Донбасса. Среди них преобладают одно- и шестилучевые спикулы кремнелых губок, реже встречаются однолучевые известковые и четырехлучевые кремнелые спикулы.

В большинстве случаев спикулы губок растворены, а образовавшиеся пустоты заполнены халцедоном, кварцем и, реже, опалом. Осевой канал спикул губок, очевидно, еще до их растворения, был частично заполнен глауконитом или опалом. Цементом гезов является опал и кварц с халцедоном, в различных соотношениях. Опал местами имеет форму шариков диаметром 7—10 μ, которые хорошо видны в шлифе (см. фиг. 20). Бо́льшая часть опаловых частиц, составляющих цемент гезов, имеет меньшие размеры — обычно 2—5 μ. Форма их угловатая, близкая к шаровидной. В известковистых гезах и близких к ним по составу кремнеземистых мергелях размеры опаловых частиц, как правило, меньше одного микрона.

Процессы растворения спикул губок распространены очень широко. Это особенно хорошо видно там, где гезы и спонголитовые песчаники залегают в форме конкреций и более или менее крупных стяжений и линз. В таких случаях спикулы губок и их псевдоморфозы находятся в изоби-

лия только в твердой конкреции, а в окружающем ее песке или мергеле они полностью или почти полностью растворены. Во всяком случае нет никаких оснований полагать, что в окружающей породе спикул не было, или что их скопления еще на морском дне приняли конкреционную форму. Спикулы губок, скорее всего, накоплялись слоями более или менее равномерно, но впоследствии их кремнезем был растворен и переотложен в форме халцедона, кварца или глобулярного опала.

Кроме кварца, полевых шпатов и других терригенных минералов, в гезах и спонголитах присутствуют обычные зеленые зерна глауконита. Наличие последнего в твердой породе указывает, что ее цементация происходила после образования глауконита.

Е. Опоки и трепелы

Непрерывные переходы между опоками и трепелами столь часты и быстры, что обе эти разновидности могут наблюдаться в одном куске породы. Кроме того, имеющаяся между ними тесная генетическая связь позволяет рассматривать их совместно.

Окраска трепелов светлосерая или желтовато-серая, иногда с зеленоватым оттенком. Опоки, наоборот, всегда темносерые и только с поверхности обломков, проникая в них на небольшую глубину (от долей миллиметра до нескольких сантиметров), они иногда окрашены, подобно трепелам, в светлые тона. В глубоких буровых скважинах (в неокисленной зоне) как трепелы, так и опоки окрашены одинаково в темносерый цвет. После прокаливания трепелы и опоки также принимают одинаковую желтовато-серую или светлосерую окраску, иногда испещренную черными точками глауконита и пятнами или хлопьями гидроокисей железа (окислившихся сульфидов). Темная окраска опок определяется примесью органического вещества, которое выгорает при прокаливании или окисляется при выветривании. В условиях выветривания, в зависимости от водопроницаемости или твердости пород, органическое вещество окисляется неравномерно, что и обусловливает пятнистый вид опок, наблюдающийся в обнажениях. По этой причине трепелы окисленных зон более светлые, чем опоки.

Твердость трепелов небольшая — они растираются пальцами и легко строгаются ножом, особенно во влажном состоянии. Опоки отличаются большей твердостью — они не размокают в воде и не растираются пальцами, но чертятся ножом. Излом тех и других раковистый. Они жадно впитывают воду и поэтому сильно прилипают к языку.

Объемный вес трепела в куске, при пересчете на абсолютно сухое вещество, или так называемый объемный вес скелета, обычно варьирует в пределах от 0,8 до 1,4 и зависит от количества опала, степени пористости породы, а также от количества и характера примесей. Объемный вес опок обычно выше, чем у трепелов, он колеблется от 1,0 до 1,5. Удельный вес трепелов и опок 2,2—2,4

В шлифе трепел и опока имеют одинаковый вид и лишь при тщательном сравнении в трепеле можно заметить волнисто-поляризующие агрегаты рассеянного глинистого вещества, а на оборванных краях шлифа при большом увеличении видны отдельные частицы опала. Типичная опока или трепел в шлифе представляют собой состоящую из опала однородную массу, среди которой рассеяны зерна терригенного кварца, полевых шпатов, акцессорных минералов, а также зерна глауконита, листочки слюд, хлопья гидроокисей железа и органические остатки. Последние не составляют сколько-нибудь значительной части породы, а скорее, наоборот, редки. Из них следует назвать раковины радиолярий, рассеянные опаловые спикулы губок или их отпечатки, а в известковистых тре-

пелах — раковины фораминифер, двустворок и кокколиты. Радиолярии довольно часто встречаются в средней части коньякских «нормальных» трепелов Московской обл. Они имеют очень плохую сохранность и в большинстве случаев превращены в опал или замещены его зернышками. Лишь правильное расположение последних выдает строение скелета бывшего здесь организма. Спикулы губок и их отпечатки в опоках и трепелах северной окраины Днепровско-Донецкой впадины довольно редки, но на юге Донбасса их много, так что там трепелы местами переходят в спонголиты и гезы.

Все трепелы и опоки изобилуют многочисленными и разнообразными ходами илоядов. Эти ходы плохо заметны в шлифе, но хорошо видны на отполированных пластинках трепела после проявления. Видимость проявленных ходов улучшается в ультрафиолетовом свете. В опоках ходы проявляются хуже, чем в трепелах. Интересно отметить, что ходы одних видов животных, встречающиеся в трепелах, превращены в опоку, других ходов этот процесс совсем не коснулся, а третьи — более известковистые, чем основная масса породы. Очевидно, содержавшееся в ходах органическое вещество различных илоядов по-разному влияло на миграцию и осаждаемость кремнезема.

Опаловая масса трепела или опоки, вследствие малых размеров слагающих ее частиц, обычно не расчленима в шлифе. В порошковом препарате при больших увеличениях отчетливо видно, что трепел или опока состоит из угловатых, но близких к округлой форме, а иногда и шаровидных частиц опала, имеющих обычно 2—4 μ в диаметре. Встречаются также частицы до 5—6 μ и меньше 1 μ, кроме того, всегда имеются агрегаты опаловых частиц. В препарате еще видны зернышки кварца и глауконита, пластинки мусковита и, редко, кристаллики мордснита

А. Н. Лямина, производившая рентгеноанализ кутейниковских и хотьковских трепелов, подтвердила прежние данные К. В. Васильева и В. С. Вссловского (1936) о том, что опал трепелов представляет собой низкотемпературный кристобалит. Кроме того, во фракции < 1 μ хотьковского трепела А. Н. Ляминой определены гидрослюды и каолинит. Последний был определен также А. И. Цветковым по термограмме.

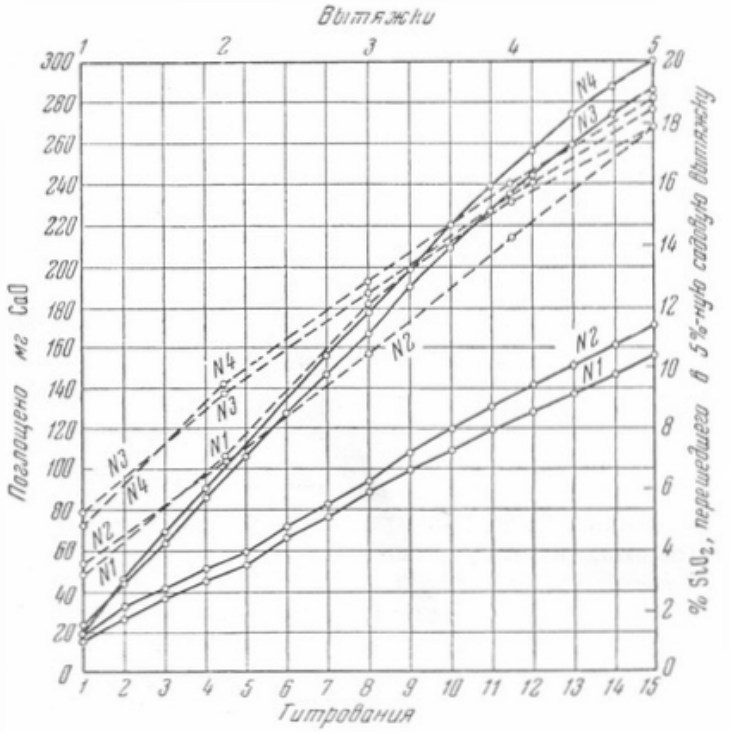
Химический состав трепелов и опок приведен в табл. 24—27, 29, 44, 45, 48 и 74. Из этих таблиц видно, что содержание кремнезема в трепелах чаще всего составляет 75—83%, в опоках 83—90%. Отмученные опаловые частицы фракции 1—5 μ хотьковского трепела содержат 86,6% SiO_2 и 6,3% Al_2O_3. Это значит, что те мельчайшие округлые зерна, которые обычно считают за чистые опаловые, в действительности заключают в себе значительную примесь коллоидальной глины. Этим, вероятно, и объясняется повышенный показатель преломления трепельного опала 1,477—1,480 против чистого опала — 1,45, с тем же содержанием воды.

При рассматривании порошка трепела в иммерсионной жидкости с показателем преломления 1,48 при больших увеличениях в опаловых частицах видны посторонние включения.

Опал, или кристобалит, имеет по сравнению с кварцем рыхлую кристаллическую решетку, чем объясняется его малый удельный вес и низкий показатель преломления. Вероятно по этой же причине опал, как и искусственный кремнезем, обладает сравнительно высокой емкостью обменного поглощения катионов, избирательной адсорбцией различных органических жидкостей и легко разрушается под действием щелочей. Правда, все эти свойства опала могут быть отчасти объяснены его высокой дисперсностью. Даже те, микронных размеров, опаловые частицы трепелов и опок, которые видны под микроскопом, согласно рентгеноанализу, представляют собой агрегаты около 100 штук или больше элементарных

кристалликов кристобалита. Очевидно, опаловые частицы обладают большой внутренней активной поверхностью, что, наряду с рыхлостью кристаллической решетки опала, и обусловливает его малую устойчивость и повышенную реакционную способность. Окончательное разрешение вопроса о том, какое из этих свойств, в какой степени и чем определяется, принадлежит физико-химикам.

Благодаря свойству избирательной адсорбции трепел используется в промышленности для очистки минеральных и пищевых масел, преимущественно для их отбеливания.



Фиг. 132. Диаграмма гидравлической активности верхнесантонских трепелов из Нижнедевицкого района Воронежской обл. Сплошными линиями показано нарастающее количество (в мг) CaO, поглощенной одним граммом трепела за каждое титрование, производившееся через день. Прерывистыми линиями показана SiO_2 (в %), перешедшая в 5%-ную содовую вытяжку

Легкая растворимость опала в щелочах используется для его количественного определения в породах. При этом применяются растворы как едких щелочей, так и соды. Результаты растворения или выщелачивания опалового кремнезема опок, трепелов и кремнеземистых глин содой и едкими щелочами приведены выше. Методы определения опала путем растворения в щелочах не отличаются большой точностью, так как при действии содой растворяется не весь опал, а обработка едкими щелочами вызывает растворение части кремнезема силикатов. В последнее время предпочитают вести количественное определение опала при помощи NaOH.

Приведенные выше данные о растворении кремнезема содой получены по методу Комиссии по добавкам (см. «Методы испытания кислых гидравлических добавок», 1931). Один из этих методов используется для определения опала как косвенный. Он известен в литературе под названием «определение гидравлической активности по поглощению извести».

Сущность его состоит в том, что порошок опоки или трепела, помещенный в водный раствор окиси кальция, соединяется с последней, образуя силикат кальция. Так как этот процесс идет очень медленно, то определение поглощенной окиси кальция производят через сутки, в течение 30 дней. Количество миллиграммов окиси кальция, поглощенное одним граммом породы в таких условиях, называется величиной гидравлической активности, или просто гидравлической активностью, определенной по методу поглощения извести.

Эта величина приблизительно соответствует тем прочностям, которые получаются в результате смешения опоки или трепела с портланд-цементом или известью. Поэтому величина гидравлической активности является важным показателем при оценке опок, трепелов и других пород как гидравлических добавок к извести или портланд-цементу.

В то же время количество извести, поглощенной опокой или трепелом, приблизительно соответствует количеству содержащегося в них опала, а ход этого поглощения отражает степень дисперсности опала. Соотношение между величиной гидравлической активности по методу поглощения извести и количеством кремнезема, растворимого в соде, показано на фиг. 132, составленной мною по материалам Э. И. Влодковского. Как видно, соотношение этих показателей выдерживается очень хорошо.

Ж. Условия образования трепелов и опок

Для выяснения этой задачи необходимо рассмотреть следующие вопросы:

1) условия концентрации кремнезема в морской воде и в морских илах;

2) вторичные перемещения кремнезема;

3) фациальные особенности кремнеземистых осадков.

Кремнезем приносится в море главным образом реками и частично поступает в результате вулканической деятельности, а также эоловым путем. Поступающий кремнезем может находиться в молекулярном или коллоидном растворе и в виде мути. Соотношения этих форм кремнезема и их концентрации в различных реках не одинаковы и зависят преимущественно от климата, рельефа местности и скорости потока и от деятельности человека. Воды рек сухих областей, по данным Роя (Roy, 1945), содержат 1—2 мг/л, а влажных — до 40 мг/л растворенного кремнезема.

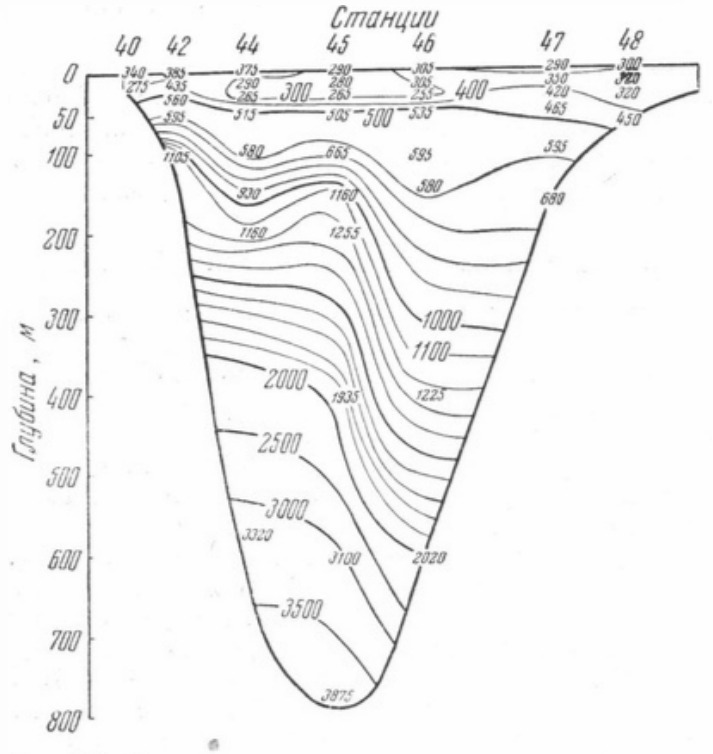
В связи с тем, что кремнезем оставляет в паровых котлах трудно удаляемую накипь, им заинтересовались гидрохимики. Ими выяснено (Roy, 1945), что растворенный в речных водах кремнезем находится не в коллоидном виде, как предполагали ранее, а в состоянии истинного раствора, скорее всего ионного. Новейшие анализы подтвердили правильность старых данных Кларка в отношении количества растворенного в водах кремнезема.

Поступающий в море растворенный кремнезем усваивается диатомовыми водорослями и другими организмами, которые в особом изобилии живут вблизи устьев рек. В случае недостатка растворенного в воде кремнезема, диатомеи способны разлагать каолинит и усваивать заключающуюся в нем SiO_2, вовлекая ее таким образом в биогенный круговорот. Это свойство диатомей было открыто еще Мерреем и недавно подтверждено тщательно поставленными опытами А. П. Виноградова и Е. К. Бойченко (1942). Кроме того, попадающие в море силикатные частицы, особенно вулканический пепел, подвергаются на морском дне разложению или гальмиролизу и также частью освобождают свой кремнезем.

Далее необходимо иметь в виду, что, кроме накопления органогенного и неорганогенного опала в осадках, значительная часть растворен-

ного или коллоидного кремнезема в море связывается с железом и алюминием, образуя аутигенные силикаты — глауконит, монтмориллонит, шамозит, цеолиты и др. Следовательно, при рассмотрении баланса накопляющегося в морях аутигенного кремнезема нельзя ограничиваться учетом привноса только растворенной его формы, но необходимо принимать во внимание разложение и новообразование силикатов в море.

Так как кремнезем является биогенным элементом, то его содержание в морской воде весьма изменчиво. В поверхностном слое воды теплых морей, на глубине от 0 до 200 м, количество растворенной SiO_2 обычно составляет около 200 мг/м³. В летнее время, вследствие развития диатомовой флоры, оно снижается до 50 мг/м³, а в холодные сезоны поднимается до 600 мг/м³. Волга вблизи своего устья содержит 5000—6000 мг/м³ SiO_2, а морская вода у устья Волги — 1500 мг/м³ (Бруевич, 1941).



Фиг. 133. Распределение растворенного кремнезема в водах Каспийского моря (сентябрь 1934 г.), по С. В. Бруевичу (1941). Изолинии показывают содержание SiO_2 в мг/м³

На глубинах больше 200 м, где происходит разложение непрерывно падающего сверху отмершего планктона, а потребление растворенной SiO_2 незначительно, концентрация ее резко повышается и на глубине 900—1000 м достигает 4000 мг/м³. Это явление концентрации растворенного кремнезема на глубине иллюстрируется данными С. В. Бруевича (1941) по Каспийскому морю (фиг. 123). Многочисленные данные о распределении кремнезема в Атлантическом и Тихом океанах (Книпович, 1938; Харвей, 1933) и в других морях показывают, что во всех водоемах тропических и умеренных широт, где вертикальная циркуляция вод затруднена из-за разного их удельного веса у поверхности и на глубине, наблюдается та же закономерность концентрации растворенного кремнезема на больших глубинах, как и в Каспийском море. Она нарушается в небольшом числе районов, где имеются восходящие течения, которые выносят богатую кремнекислотой и фосфатами воду на глубин на поверхность.

В холодных морях, где, вследствие одинаковой температуры и, соответственно, близкого удельного веса поверхностных и глубинных вод, вертикальная их циркуляция облегчена, — распределение кремнекислоты более равномерно. Так, в Баренцовом море, по данным П. М. Книповича (1938), содержание растворенной SiO_2 в поверхностных водах составляет: летом около 200 мг, а зимой около 600 мг м^3, в то время как у дна оно достигает 600—800 мг. м^3, с незначительными сезонными колебаниями, обратными поверхностным.

Особенно высокие концентрации растворенного кремнезема наблюдаются в морских илах или в грунтовых растворах, где содержание SiO_2 достигает 46 000 мг. м^3 (Бруевич и Виноградова, 1947). Это самые высокие концентрации и они, повидимому, близки к насыщенности морской воды кремнеземом при pH 8,0. Имеются единичные указания о концентрациях кремнезема до 20 000 мг.м^3 в водах северной части Тихого океана (Uda, 1935).

Растворимость кремнезема в морской воде определили Ловеринг и затем Мур и Майнард. Первый показал, что природная морская вода не осаждает кремнезем из раствора силиката натрия, содержащего 36 мг SiO_2 в литре воды.

Мур и Майнард (Moore a. Maynard, 1923) проделали две серии опытов. В первой серии был взят раствор силиката натрия с концентрацией SiO_2 30 мг/л. При добавлении к нему морских солей $CaCO_3$ и CO_2 получился осадок кремнегеля, но после 75 дней в растворе осталось 17,0 мг/л SiO_2. Во второй серии был взят диализированный золь кремнекислоты, концентрация которой была доведена до 30 мг/л, и затем к нему добавлена морская вода. В этом случае после 75 дней осталось в растворе 12 мг/л SiO_2.

Эти данные и результаты, приведенные К. Роем, показывают, что растворение, стабилизация и осаждение кремнезема в пресных и морских водах — очень сложный процесс, многие детали которого остаются неясными. В частности, гумусовые воды являются сильными стабилизаторами золей кремневой кислоты.

Все эти факты, особенно если принять концентрации кремнезема в грунтовых растворах Кашия за равновесные, позволяют сделать вывод, что содержание SiO_2 в речных водах лишь в очень редких случаях достигает величины ее растворимости в морской воде.

Как уже указывалось, в реках только влажных местностей концентрация растворенной SiO_2 превышает 10 мг/л, достигая в единичных случаях 43 мг/л. Сравнивая эти величины с известными максимальными концентрациями SiO_2 в морской воде или в грунтовом растворе, или с данными о его растворимости, можно сделать заключение, что химическое осаждение кремнезема в море и даже в приустьевых частях рек вряд ли может происходить. Ни гидрохимия, ни геология моря еще не дали ни прямых, ни косвенных доказательств химического осаждения кремнезема из раствора морской воды. Если взять для примера Каспийское море, то нетрудно видеть (см. фиг. 133), что в самых глубоких его частях, где имеются максимальные концентрации кремнезема, он не осаждается, а в этих местах накопляются лишь карбонатные осадки с примесью диатомей.

Однако среди геологов, особенно американцев, очень широко распространена теория химического накопления кремнистых пород. Так, Твенхофел (1936) и Тарр полагают, что реки больших равнин несут сравнительно много растворенного материала и мало взвешенного и поэтому вблизи их устий в морях накопляются довольно чистые кремнистые и известковые породы. Приносимый реками растворенный кремнезем коагулируется морской водой и частью осаждается вблизи устья, частью разносится далее. Доказательствами такого процесса они считают:

1) быстрое исчезновение кремнезема при внесении его в море,

2) приуроченность наибольшего количества кремнистых накоплений к широким мелким эпиконтинентальным морям, в которых накоплялись также известняки, мел и доломиты;

3) парагенезис известковых и кремнистых пород, источником вещества для образования которых в одинаковой мере послужили реки;

4) нахождение обильного накопления кремнистых и известковых пород в соседстве с большими низменностями; и

5) часто ничтожное содержание в породах спикул губок или остатков других кремнистых организмов, которые могли бы образовать столь значительные скопления кремнистых осадков.

Все эти доводы в известной степени правильны, но истолковать их можно совершенно иначе.

Быстрое исчезновение кремнезема при внесении в море вполне может быть объяснено его ассимиляцией планктоном.

Второй и третий доводы очень мало говорят об источнике материала и о его химическом осаждении. Как видно на прилагаемых здесь схемах распространения отложений (фиг. 28, 43, 72), кремнистые осадки всюду располагаются между глубоководными известковыми и мелководными песчаными отложениями. Однако эти факты свидетельствуют лишь о том, что источником кремнезема могла быть суша, но совершенно не указывают на способ его осаждения.

Количество кремней, как правило, не находится в соответствии с количеством остатков кремневых губок или других кремневых организмов. Этот факт отмечали многие исследователи, он подтверждается и нашими наблюдениями. Здесь необходимо принять во внимание, что опаловые скелеты организмов очень плохо сохраняются в ископаемом состоянии. Можно привести немало примеров, когда скелеты радиолярий или их отпечатки прекрасно и в изобилии сохранились в фосфоритных конкрециях, в то время как в окружающей породе от них не осталось даже следов. То же самое можно сказать и о конкреционных сеноманских песчаниках северо-западной окраины Донбасса и окрестностей Канева. Следовательно, отсутствие остатков кремнистых организмов в слоях кремней еще не доказывает химического выпадения кремнезема из раствора морской воды.

Таким образом, все имеющиеся факты говорят в пользу биогенного осаждения кремнезема в морях, химическое же его накопление не подтверждается ни одним сколько-нибудь бесспорным доводом. Только в случае поступления в море вод с высокими концентрациями кремнезема, как, например, из щелочных или других горячих минеральных источников, возможно и химическое осаждение кремнезема. Значительное поступление таких вод обычно сопровождается вулканической деятельностью, но следы ее проявления в Днепровско-Донецкой впадине совершенно ничтожны.

Предположение А. Д. Архангельского (1936) о притоке значительных масс кремнезема в связи с глубоким выветриванием на суше не может быть принято для Днепровско-Донецкой впадины потому, что такое выветривание сопровождается выносом каолинита, а в наших кремнистых породах из числа глинистых компонентов преобладают гидрослюды. Не кремнистые отложения, а именно каолинит является в осадках более надежным показателем глубокого выветривания на суше.

Скопления остатков кремневых организмов лишь в редких случаях сохраняются в ископаемом состоянии. Кремнезем подавляющего большинства биогенных накоплений подвергся весьма существенным изменениям и перемещениям. Это явление отмечали и изучали многие исследователи, начиная от И. Брыкова (1838) и кончая Е. В. Рожковой

и Ю. К. Горецким (1945), в работах которых приведена и соответствующая библиография.

При рассмотрении гезов, кремней и спонголитовых песчаников уже указывалось, что кремневые скелеты организмов в них нередко бесследно растворяются и некоторые из них оставляют иногда лишь отпечатки. В опоках и трепелах нередка встречаются остатки радиолярий. Различная и часто очень плохая степень сохранности их указывает на то, что их скелет весьма сильно изменен. Вполне естественно, что панцыри диатомовых, отличающиеся более тонким строением, чем у радиолярий, в таких условиях едва ли могли сохраниться.

В качестве примера разрушения панцырей диатомей можно привести результаты исследований низинских диатомитов сызранского яруса. Эти диатомиты переслаиваются с опоками. «По приближению диатомита к подстилающей опоке количество панцырей заметно уменьшается, причем изменяется несколько и видовой состав их. Цельными сохраняются преимущественно те панцыри, которые по своей структуре более массивны и, очевидно, лучше противостоят растворению» (Рожкова и Горецкий, 1945, стр. 29).

В шлифах современных илов Аральского моря, предоставленных мне Н. П. Бродской, наблюдаются как целые панцыри диатомей, так и пустоты, оставшиеся после их растворения.

Все изложенные здесь факты подтверждают предположение Я. В. Самойлова и Е. В. Рожковой (1925, 1929) о том, что наши трепелы и опоки первоначально представляли собою диатомовые илы. Исключение, может быть, представляют маастрихтские трепелы по р. Крынке, в которых содержится много отпечатков спикул губок.

Е. В. Рожкова и Ю. К. Горецкий (1945) считают опоки первичными образованиями. Однако сильная сплющенность или раздавленность раковин иноцерамов и других моллюсков, наблюдающаяся как в рыхлых трепелах, так и в твердых опоках, определенно говорит против такого заключения. Вероятно, первоначальный осадок представлял собой очень тонкий, богатый водою объемистый ил. С течением времени и под давлением вышележащих наслоений этот ил претерпел сильную усадку, под действием которой скелеты различных моллюсков были сплющены или раздавлены, а следы ходов приобрели вид тонких линзочек. После этого произошло местное перемещение кремнезема и, вероятно, глиноземa, в результате чего, с одной стороны, образовались твердые опоки, а с другой — рыхлые трепелы

Расположение слоев или линз опок и трепелов не имеет никакого отношения к современным поверхностям выветривания.

Эти факты позволяют считать опоки образованиями позднедиагенетическими

Грунтовые воды из буровых скважин, пройденных в кремнеземистых мергелях хут. Михайловского и Ворошиловграда, содержат SiO_2 до 25 мг/л. Это указывает на то, что существенное перемещение кремнезема происходит и в настоящее время. Отсюда следует и практический вывод, что грунтовые воды кремнеземистых пород могут быть опасными для паровых котлов.

В заключение считаю необходимым обратить внимание еще на одно обстоятельство. Верхневолжские и валанжинские фосфориты Среднего Поволжья часто бывают буквально переполнены скелетами радиолярий и изобилуют отпечатками спикул губок, следы которых прекрасно видны в шлифах. После растворения фосфоритов в соляной кислоте в большинстве случаев не оказывается ни скелетов радиолярий, ни спикул губок. Очевидно, что в фосфоритах были только псевдоморфозы по радиоляриям и по губкам. Интересно отметить, что, несмотря на несомненное

[redacted] здесь спонгорадиоляриевого ила, во вмещающей фосфориты породе не сохранилось не только остатков этих кремневых организмов, но даже их отпечатков. В то же время от растворения этого ила никаких кремнистых пород не получилось. То же самое можно сказать и о скоплениях губок в саратовском губковом слое. Следовательно, накопление кремнистых организмов на морском дне не всегда ведет к образованию кремнистых отложений. Часть кремнезема радиолярий и спикул губок здесь, несомненно, пошла на образование глауконита.

3. ФОСФОРИТЫ

А. История исследования

Твердый камень, известный у населения Курской обл. под названием «саморода», «рогача», «ноздряча», «голыша», «плитняка» и «черный камень», использовался в течение многих столетий в качестве бута под фундаменты зданий и для устройства мостовых и тротуаров. В середине и во второй половине прошлого столетия он нашел себе широкое применение для одежды шоссейных дорог, которые в то время прокладывались между Орлом и Курском и между Орлом, Брянском и Рославлем. Инженеры, строившие эти дороги, называли курский саморода конгломератом.

Благодаря своему оригинальному внешнему виду, курский саморода привлекал к себе внимание многих исследователей. Первое описание его мы находим в «Путешественных записках...» Василия Зуева, опубликованных в 1787 г. Курская гора, или взлог, по его наблюдениям, сложена синим и белым мергелем, под которым «идет кора, или череп, основание сего взлога составляющая, толщиною на четверть или на пол-аршина, твердая, из глины, извести и песку состоящая и при том по большей части из многих различных кусков и окаменелостей вместе сварившихся, так что плотностью своею представляет довольно твердую, на неизвестное пространство под землею простирающуюся беспрерывную плиту» (стр. 148). На верхней стороне плита «горбоватая, покрыта будто лаком, а на нижней, от находящейся под ней воды изнылая, порозная и нелосклая. . . Если оной стать тереть камень о камень, то испускается от них некоторый противный гнилый запах. . . По причине содержания в камне извести, он кипит с кислотой, а глина и песок садятся на дно». О присутствии фосфора в курском самороде Зуев еще не знал.

Соан в 1837 г. называл эту породу особым железистым конгломератом, состоящим из песка, округленных частиц роговика, полевого шпата, кварца и плотного известняка, соединенных между собою глинистым и известковым цементом.

Р. И. Мурчисон с соавторами в 1845 г. (Мурчисон и др., 1949) называл ее «железистый сланцеватый агломерат» и описал условия ее залегания у г. Изюма, у Курска и в обнажении в 2 км южнее с. Яндовище на Дону, близ г. Воронежа. Он считал ее аналогичной клинкеру, залегающему в английском зеленом песке, и относил ее к нижнему мелу.

Образец саморода из с. Яндовище был передан А. А. Кайзерлингом А. П. Ходневу, который 100 лет назад опубликовал первый химический анализ этой замечательной породы (Ходнев и Кайзерлинг, 1845—1846). В ней А. П. Ходнев определил: нерастворимого остатка 40,98%; $CaCO_3$ — 23,88%; фосфорнокислой извести с небольшой примесью окислов Fe и Al — 31,10%; серы — 1,12%, потери при прокаливании — 2,82%. Далее он указал, что такая же порода описана Языковым из мела Симбирской губ. под названием «желваковая фосфорнокислая известь»; она встречается также и в мелу Франции.

Через семь лет данные А. П. Ходнева были подтверждены новыми, более полными химическими анализами «железистого агломерата» и ископаемой кости из окрестностей Курска, произведенными К. К. Клаусом (1853). Состав их оказался идентичным, отличались только тем, что железистый агломерат содержал большую примесь песка. Новым в анализах К. Клауса было определение фтора и окиси железа.

Таким образом, «кора, или череп» В. Зуева, «особый железистый конгломерат» Соэи, «железистый сланцеватый агломерат» Мурчисона, «сильно железистый черный песчаник» Эйхвальда (1846) уже 100 лет назад получили свое правильное определение как порода, состоящая из фосфорнокислой извести и песка. Однако В. Киприанов в своих последующих работах все еще называл ее «курский железистый песчаник».

Четыре новых химических анализа курского саморода опубликовал Гильмен в 1859 г. и один — Э. Гофман в 1869 г. Все эти образцы подвергали анализу на фтор, но он не был обнаружен. Отсутствие фтора позволило определить курский фосфат как остеолит. Это дало повод Э. Гофману и В. Киприанову назвать курский самород «сенерским остеолитом». Однако во всех последующих анализах курских фосфоритов фтор был найден в количестве около 2%. Следовательно, определение курского фосфорита как остеолита было ошибочным.

Большое количество подробных химических анализов фосфоритов из разных пунктов опубликовал А. Н. Энгельгардт (1867, 1868, 1891) еще в прошлом столетии. На основании этих данных он также, в согласии с предыдущими исследователями, пришел к выводу, что курский песчаник состоит из кварцевого песка, связанного цементом из фосфорнокислой и углекислой извести. Встречающиеся в фосфоритных слоях древесина, губки и кости имеют такой же химический состав, как и цемент фосфоритов. Соотношение CaO, P_2O_5 и CO_2 в них всюду постоянное.

Во время своего путешествия в 1866 г. А. Н. Энгельгардт установил, что самород, или апатитовый песчаник, «встречается по всей северной окраине нашей меловой формации, от р. Десны и до р. Дона и далее в Тамбовской и Симбирской губерниях» (1867—1868, стр. 42). В своих полевых геологических работах он пользовался услугами лаборатории Брянского арсенала.

А. Н. Энгельгардт (1888, 1891) разработал и в 1888 г. опубликовал первую классификацию фосфоритов, основанную на различиях в количестве и составе содержащихся в них примесей. Он поставил серию опытов по применению сырой фосфоритной муки в качестве удобрения. Благоприятные результаты этих опытов дали толчок дальнейшим исследованиям фосфоритов[1].

Первое микроскопическое описание курского самородка было опубликовано М. Сидоренко в 1894 г. У многих желваков на изломе он обнаружил концентрическое строение, которое выражается в чередовании серых и белых слоев, содержащих большее или меньшее количество кварца. Эти концентры именуются нами теперь как слои нарастания.

Главную часть курского самородка, по данным М. Сидоренко, составляют зерна кварца. Они имеют нормальную, округленную форму, матовую поверхность и большею частью одинаковые размеры. В зернах кварца определены иглы рутила, располагающиеся в виде сагенитовой сетки, апатит, магнетит, титанит и лейкоксен. Реже, чем кварц, встречаются зерна зеленого глауконита, ортоклаз, микроклин, альбит, синяя железная руда и листочки слюд. Некоторые зерна кварца снаружи пронизаны зеленоватыми искривленными призмочками рипидолита или, вернее, его

---

[1] При Советской власти в с. имении А. Н. Энгельгардта в Смоленской обл. организована сельскохозяйственная опытная станция его имени.

разновидности — гельминта (хлорита, вернее, — глауконита. — *Г. Б.*), обнаруживающими слабый плеохроизм, слабую интерференционную окраску и не разлагающимися в HCl. В одном шлифе найдены призматические кристаллики сварженого кампя (апатита. — *Г. Б.*) и гипс. Цемент самородка всегда аморфный. Он представляет собой смесь углекислой и фосфорнокислой извести с фтористым кальцием и глиной, а не апатит, как об этом писал Науман.

Через 10 лет в 1904 г., П. Н. Чирвинский описал фосфориты из Жидковского оврага у с. Знаменского Орловской губ. Под микроскопом в фосфорите он наблюдал округлые зерна кварца диаметром 0,2—0,6 мм, и изредка — кремневые гальки. П. Н. Чирвинский указывает, что цемент «состоит из фосфорнокислой извести (каемки вокруг кварца), весьма мелких зернышек кальцита (вот почему песчаник вскипает с кислотой), глинистых частиц и кремнекислоты в форме опала (главным образом) и, изредка, — мелкозернистого халцедона. По трещинам и пустотам в цементе заметно отложение непрозрачного, почти черного органического вещества и гидрата окиси железа. К числу второстепенных составных частей песчаника надо отнести ортоклаз (довольно часто), микропертит, мусковит и циркон» (1904, стр. 16). Удельный вес фосфорита 2,67, при содержании в нем 76, 08% SiO_2 и 9,35% P_2O_5.

Фосфориты из этих мест изучались также мною (Бушинский, 1934, 1, 2). Кальцита и халцедона в них не оказалось, а фосфат, кроме каемок по стенкам пор, присутствовал также в форме гроздевидных аморфных скоплений, которые П. Н. Чирвинский, вероятно, принимал за опал. Что касается реакции с кислотой, то от нее вскипают и чистые фосфориты, не содержащие видимого под микроскопом кальцита.

В 1906 г. П. Н. Чирвинский описал своеобразные плитчатые фосфориты из окрестностей Рыльска. На основании микроскопического изучения и химического анализа он определил фосфат этих фосфоритов как аморфную разновидность подолита. Спустя 30 лет, эти фосфориты были обследованы П. Т. Зоновым (1939) и И. М. Курманом (1941), которые установили принадлежность их к хоперскому горизонту. На основании химических анализов и микроскопических исследований фосфат рыльских фосфоритов определен ими как франколит.

В 1913 г. П. Н. Чирвинский опубликовал подробное описание Курской фосфоритной плиты. Она представляет собой конгломерат отдельных желваков, выступы которых придают ей бугристость. Полива, которая блестящим слоем покрывает сверху фосфоритные плиты, а также отдельные желваки в сурке (песчанистом мелу), имеет бурый цвет, гораздо реже — сиреневый или черный. Иногда полива отделяется от плиты и показывает скорлуповато-натечное сложение. В исключительных случаях толщина ее достигает 0,5 см. Микроскопическое изучение поливы показало, что она состоит из целого ряда чередующихся каемочек кристаллического и аморфного фосфата. Фосфатный цемент плиты двоякого рода — аморфный и явно кристаллический. Последний образует радиально-лучистые каемки вокруг кластических зерен.

В фосфоритной плите определены глауконит, кальцит, сидерит, гидроокиси железа, хлопья органического вещества, раковины фораминифер, спикулы губок, а также терригенные минералы: кварц, ортоклаз, микроклин, плагиоклаз, мусковит, турмалин, магнетит, рутил, эпидот, цоизит, гранат, дистен и биотит. Глауконит встречается большею частью в округлых и побуревших зернах. Он иногда служит окаменяющим веществом для спикул губок и образует внедрения по трещинам кластических зерен. Обычные размеры зерен кварца 0,12—0,18 мм, большею частью они окатаны и лишь изредка имеют форму осколков. В зернах кварца встречены точечные включения жидкостей, иголочки рутила, столбики

апатита, биотит, мусковит и гематит. В заключение П. Н. Чирвинский отмечает, что терригенные минералы Курской плиты указывают на их происхождение из гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев Украинской кристаллической полосы.

В. Н. Чирвинский (1910, 1911), проанализировав разновидность курского фосфорита, наиболее богатую радиально-лучистым фосфатом, нашел, что состав последнего отличается от известных фосфатных минералов. Он установил для него формулу $2Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaCO_3 \cdot CaF_2$, определил двупреломление — 0,008 и удельный вес — 2,9

Позднее, в 1919 г., В. Н. Чирвинский обнаружил, что аморфный фосфат, составляющий кролевецкие фосфаты, по химическому составу идентичен кристаллическому цементу курского саморода и предложил назвать этот новый минерал «курскитом». Одновременно он указал, что Я. В. Самойлов неправильно называет радиально-лучистый фосфат фосфоритов стаффелитом.

В 1914 г. Я. В. Самойлов подробно изучил фосфорит из Козьего лога близ Воронежа. В шлифе он наблюдал зерна кварца диаметром 0,2—0,5 мм и цементирующий их аморфный и радиально-лучистый фосфат Последний тонкой корочкой покрывает зерна кварца и частью — зерна аморфного фосфата. В фосфате он обнаружил шаровидные, конические и эллиптические радиолярии, приуроченные к небольшому островку одного шлифа. Химический анализ этого фосфорита и поливы приведен ниже, в табл. 90. Полива отличается повышенным содержанием железа и органического вещества. Она состоит из ряда параллельных, то темных, то более светлых полос. Последние ясно окристаллизованы.

Я. В. Самойлов пытался определить характер CO_2, находящейся в фосфорите — входит ли она в фосфатную молекулу или находится в форме примеси тонкодисперсного карбоната. Произведенный им термический анализ показал, что термическая кривая фосфорита из Козьего лога показала отсутствие остановки, характерной для кальцита. В то же время искусственные смеси из апатита, кварца и кальцита, составленные в пропорциях, соответствующих фосфориту, показали вполне отчетливую остановку кальцита. Это дало Я. В. Самойлову основание считать, что CO_2 в фосфорите молекулярно связана с фосфатом. Он подтвердил оптическую характеристику радиально-лучистого фосфата, данную В. Н. Чирвинским, и отметил превращение раковин радиолярий в фосфат [1].

Некоторые данные по петрографии пзюмских фосфоритов, опубликованные в 1927 г. К. Н. Савич-Заблоцким, приведены в главе о составе сеномана.

В 1927 г. А. Д. Архангельский на основании химических анализов и петрографического изучения фосфоритов Русской платформы пришел к заключению, что к типу курскита принадлежат фосфаты большинства фосфоритов глауконитово-глинистых пород, а к типу штаффелита — фосфаты большинства песчаных пород. «Таким образом, получается впечатление, — писал он, — что курскит выражает состав оптически недеятельного или мало деятельного фосфата, штаффелит же — состав радиально-лучистого» (стр. 30). Последнее предположение А. Д Архангельского базировалось по существу на одном анализе фосфорита из с. Новоселок Рязанской обл. В этом фосфорите было определено 2,20% CO_2, при 21,76% P_2O_5.

Позднейшие химические анализы (Бушинский, $1934_{1,2}$, 1938, 1941) не подтвердили существования штаффелита в желваковых фосфоритах.

---

[1] За крупные работы, проведенные Я. В. Самойловым по изучению фосфоритов, его именем назван Научный институт по удобрениям.

Скорее всего, анализ фосфорита из Новоселок, на котором А. Д. Архангельский построил свое заключение, был неточным.

Два года спустя М. П. Фивег и С. Н. Розанов (1929) провели серию новых подробных химических анализов фосфоритов. Этими анализами они подтвердили выводы А. Д. Архангельского в отношении курскита, в отношении же присутствия штаффелита в фосфоритах платформы они не привели новых фактов.

В том же 1929 г. М. П. Фивег и Л. А. Русинов опубликовали результаты геологического и петрографического изучения фосфоритов из Брянска. Ими установлено присутствие в фосфоритах кварца, полевых шпатов, фосфатных минералов, глауконита и слюд. Приведенный ими количественный минеральный состав фосфоритов преувеличен в отношении фосфата и противоречит химическим анализам, напечатанным на тех же страницах.

По минералогии и петрографии сожских фосфатов краткие заметки были опубликованы М. В. Бесовой в 1930 г. и Ф. П. Белат в 1934 г. Состав фосфоритных конкреций (по данным М. В. Бесовой) следующий: курскит, штаффелит, глауконит, кварц, микроклин, магнетит, титаномагнетит, лимонит и глинистое вещество. Курскит, по ее мнению, представляет собою скрытокристаллическую разность апатита с включением тонких глинистых частиц. На границе с зернами кварца и глауконита курскит в большинстве случаев переходит в кристаллическую разность — штаффелит. Последний очень тонкой корочкой окаймляет зерна кварца и глауконита и нередка скопляется небольшими участками среди зерен курскита.

С 1934 г. появляются мои заметки по петрографии фосфоритов. В заметках по фосфоритам Западной обл. (Бушинский, $1934_{1,2}$) было доказано, что аморфный и радиально-лучистый фосфаты отличаются один от другого по времени и условиям кристаллизации. Первый из них выделился в илу и не образовывал видимых кристаллов, а последний выкристаллизовался в форме натечных микроскопических корок или жеод в пустотах фосфорита, оставшихся после выделения аморфного фосфата. В следующей моей заметке по вятским фосфоритам (Бушинский, 1937) показано, что «аморфный и радиально-лучистый фосфаты отличаются один от другого лишь генетически и по степени кристалличности, но по показателям преломления (n=1,600 0,003) они совершенно сходны и нет никаких оснований считать их за различные минералы».

Этими работами было опровергнуто широко распространенное мнение В. Н. и П. Н. Чирвинских, Я. В. Самойлова, В. И. Лучицкого, А. Д. Архангельского, М. П. Фивега и М. В. Бесовой о том, что радиально-лучистый фосфат облекает минеральные зерна в форме оболочек и образовался в результате перекристаллизации аморфного фосфата. В то же время было подтверждено заключение В. Н. Чирвинского о том, что радиально-лучистый и аморфный фосфаты желваковых фосфоритов представляют собою один минерал — курскит.

Кристаллизация радиально-лучистого фосфата по стенкам пор и в трещинах фосфоритов Чувашской АССР наблюдалась также Л. М. Миропольским в 1928 г.

За последние 20 лет, особенно в связи с развитием рентгенографического метода исследования, появилось много новых работ по минералогии фосфатов кальция. Часть этих работ прямо или косвенно касается изучаемых нами фосфоритов. Так, А. В. Казаков ($1937_{1,2}$) на основании химического, петрографического, термического и рентгенографического изучения фосфоритов пишет, «наши исследования решительно отвергают прежние укоренившиеся взгляды о гипотетических формулах фосфатного вещества фосфоритов — «курскит», «штаффелит» и т. п.» (стр. 6).

В следующей своей работе он утверждает, что «фосфатное вещество всех платформенных и геосинклинальных фосфоритов в основном состоит из высокодисперсного фторапатита. Практически вся CO_2 этих фосфоритов принадлежит высокодисперсному тонко рассеянному кальциту (фосфатокальцитовый коагель, химический осадок из морской воды)» (Казаков, 1939, стр. 11).

В результате рентгенографических исследований брянских и многих других фосфоритов к такому же выводу пришли О. Д. Соймонова и Н. И. Слудская (1937, 1939, 1941).

Таким образом, А. В. Казаков, О. Д. Соймонова и Н. И. Слудская в результате применения комплекса современных методов исследования пришли к тем же выводам, что и Науман и Энгельгардт (в середине прошлого столетия), которые курский фосфорит называли апатитовым песчаником, а также подтвердили мнение М. В. Бесовой о том, что курскит является скрытокристаллической разностью апатита.

В моих заметках (Бушинский, 1934, 1937, 1938, 1939, 1941, 1945, 1947, 1950, 1951, 1952) отстаивалась точка зрения В. П. Чирвинского о существовании курскита, а также франколита (синонимы — штаффелит, коллофан).

Относительно происхождения фосфоритов Днепровско-Донецкой впадины в разное время высказано довольно много различных предположений. Еще в самом начале прошлого столетия учитель Курской гимназии Пузанов принял курский самород за продукт вулканической деятельности — лаву. К этому заключению он пришел на основании внешнего вида желваков и плиты — их блестящей, как бы оплавленной поверхности, их агрегации, происшедшей как бы от взаимного спаривания или спекания (цит. по П. Борисяку, 1867). В 1818 г. другой учитель Курской гимназии Т. П. Соливанов (1829), критически разобрав гипотезу Пузанова, нашел ее неправильной. По его мнению, самород представляет собой железисто-песчаную брекчию. А. П. Оливьери (1830), как и Пузанов, принимал курский самород за вулканическое образование.

В 1845 г. Кейзерлинг высказал предположение, что материалом для образования фосфоритов послужили кости погибших животных. Фосфат костей был растворен подземными водами и перенесен в нижележащие пески. Это, пожалуй, первый вариант биолитной гипотезы, опубликованной в России.

Гипотеза Кейзерлинга получила дальнейшее развитие в работах К. К. Клауса (1853) и Н. Борисяка (1867). Сущность ее сводится к следующему: вода, содержащая растворенную углекислоту, действуя на кости ископаемых животных, рассеянные в песчанистых породах, переводила фосфат в раствор. Последний, проникая в нижележащие слои песков, частью вследствие испарения воды, частью в результате выделения углекислоты, должен был осаждать углекислую и фосфорнокислую известь и другие вещества, которые и цементировали песок. Нижняя сталактитообразная (натечная) поверхность фосфоритной плиты указывает на неравномерное давление раствора сверху вниз. Первоначально образовались отдельные желваки. Некоторые из них продолжали расти и таким путем, сближаясь между собой, образовали одну сплошную массу — плиту. Часть кругляков осталась рассеянной в песке или мергеле. Твердые поверхности в виде фосфоритной плиты или желваков начали задерживать грунтовые воды, испарение или выделение углекислоты происходило медленно, вследствие чего из раствора отлагалась ровными слоями глазурь, или полина, покрывая поверхность плиты и некоторых желваков.

В 1859 г. Гильмен-отец (цит. по Сидоренко, 1894) высказал предположение, что курские фосфориты являются копролитами ящеров.

Э. Гофман (1869) полагает, что «остеолит образовался вследствие просачивания растворов фосфорнокислой и углекислой извести в слой песка».

Г. Д. Романовский (1865), изучая меловую формацию в Брянске, заметил, что слои фосфоритов заключают раковины устриц, приросшие иногда к песчаным желвакам.

А. Н. Энгельгардт (1868) обратил внимание на окатанность фосфоритов нижнего слоя. Это дало ему основание утверждать, что окатанные фосфориты не могли образоваться на том месте, где они находятся сейчас. Древесина, кости, губки и раковины окаменевали так же, как и песок, — путем осаждения в них фосфора из раствора. Кости, встречающиеся в самороде, не могли служить материалом для образования его цемента.

А. А. Иностранцев (1885, стр. 286) считал, что многочисленные раковины устричных банок и погребенные в береговых песках кости ящеров послужили основным материалом для образования сеноманского остеолита, которое не могло произойти вдали от берега.

По мнению В. А. Киприянова (1885), самород образовался в верхней части песков, куда проникала окись железа, а также фосфорнокислая и углекислая известь. Он предполагал также, что Курская фосфоритная плита образовалась под водою, или, по крайней мере, совершенно свободно от налегания на нее других слоев, потому что верхняя ее поверхность хотя и бугриста, но гладкая, а во многих местах даже глянцевитая. Формирование ее завершилось ранее отложения туронских осадков. Прослойки почковидных фосфоритов возникли при разрушении самородка на морских отмелях.

Н. В. Кудрявцев (1892), принимая теорию Клауса, указал дополнительные источники фосфата — разлагающиеся раковины, морскую воду, остатки водорослей и извержения множества рыбоядных птиц. Образование фосфорита было современно меловому морю или совершалось в нем.

Г. Домгер (1878) отметил, что глянцевитость главного пласта самородка зависит, может быть, от движения вышележащих песчаных масс — от их естественной шлифовки.

П. П. Пятницкий (1890) считал невозможным вышлифовать на фосфорите такие блестящие поверхности, как об этом писал Г. Домгер. П. П. Пятницкий предполагал, что фосфориты образовались постепенно, по мере разложения твердых частей органических остатков, заключенных как в глауконитовых песках, так и в сурке, около которых они и концентрировались в больших массах. Они выделялись в виде отдельных конкреций не только в нижележащих меловых песках, но и в подлежащих юрских глинах.

Происхождение фосфоритов, по мнению М. Сидоренко (1894), не может быть приписано определенному времени. Образование самородка происходит начиная с мелового периода и до настоящего времени. Центрами стяжения фосфата послужили комки песчинок, перемешанных с органическими веществами, зубы ископаемых позвоночных и обломки раковин моллюсков (стр. 36). М. Сидоренко решительно возражал против теории Гильмена, которая, впрочем, и раньше не находила сторонников среди русских геологов.

П. Н. Чирвинский (1913) обратил внимание на песчанистый мел, выполняющий пустоты в фосфоритной плите. Он пришел к заключению, что сама плита образовалась путем местной фосфатизации известково-песчанистой породы. Включения сурки встречаются как в нижних, так и в верхних частях плиты. «Это обстоятельство опять говорит за то, что горизонт повышенной фосфатизации совпадал не только с подошвой сурки, но, может быть, даже продолжал образовываться в то время, когда меловые породы вышли со дна моря» (стр. 69).

К. П. Савич-Заблоцкий (1927) на основании изучения фосфоритоносной горы Кременец в г. Пяюме пришел к заключению, что «водные растворы фосфатов кальция образовались в мергелях и из них просачивались в нижележащую породу. . . Образование фосфоритной плиты мы должны рассматривать как результат слияния отдельных конкреций в месте наибольшего выпадания фосфата из раствора — на границе соприкосновения пород различной крупности зерна». Сеноманская «морская трансгрессия сопровождалась сравнительно быстрым изменением условий существования морских организмов, что и было причиной их массовой гибели. Их остатки, накопившиеся на дне моря, послужили материалом для образования фосфата кальция».

«Русский материал совершенно определенно показывает, — писал А. Д. Архангельский, — что фосфориты встречаются только в отложениях морских бассейнов, обладающих нормальной соленостью воды, и в отложениях терригенного или пелагического характера. . . Среди отложений нормальной солености они отсутствуют в фации бентонитовых известняков» (1927$_2$, стр. 13). Далее А. Д. Архангельский приводит ряд примеров, показывающих, что образование фосфоритов связано с перерывом в осадконакоплении и с завершением седиментационного процесса.

В нижних частях Саратовского Поволжья, где фосфоритный слой залегает в мергелях, фосфориты представляют собой куски мергеля, в которых $CaCO_3$ замещен фосфатом. Фосфатизированные мергели А. Д. Архангельский (там же, стр. 29) наблюдал также и в туронских слоях.

Интересные соображения высказал А. Д. Архангельский относительно образования фосфоритных слоев, залегающих в основании нижнего мела. «Возраст их в различных районах является несколько различным. Там, куда нижнемеловая трансгрессия проникла ранее, чем в другие места (Рязанская, Костромская губ. и др.), фосфоритовый слой относится к самым древним горизонтам нижнего мела; в других случаях (Пензенская, Тамбовская губ. и др.) фосфориты основания нижнемеловых отложений принадлежат среднему валанжину, и, наконец, в некоторых случаях (Саратовская и Владимирская губ.) фосфоритовый слой приходится относить уже к барремý» (1927, стр. 17).

Десять лет спустя к такому же выводу, независимо самостоятельно, пришел и А. В. Казаков, который изложил свою мысль следующим образом: «Мы еще в 1934 г. резко выдвинули положение о том, что обычно фосфоритные фации секут стратиграфические горизонты» (1937, стр. 112; 1939, стр. 65).

В 1937—1939 гг. вышли в свет работы А. В. Казакова, посвященные вопросам состава и генезиса фосфоритов. Так как эти работы самые новые, то мы на них остановимся подробнее и разберем их более критически.

В своих книгах А. В. Казаков прежде всего излагает историю изучения фосфоритов. Мы находим у него указание, что, «наконец, в 1852 г. М. Моуги был открыт первый фосфоритный слой в туронском глауконитовом мелу Бельгии. . . Первые гипотезы о генезисе фосфоритов принадлежат французским и бельгийским геологам (1855—1890) — первым исследователям фосфоритных месторождений Франции и Бельгии» (Казаков, 1939, стр. 3 и 4). Далее он приводит обзор теорий фосфоритообразования, выдвинутых учеными Западной Европы. В заключение обзора указывается, что «эти главнейшие идеи о генезисе фосфоритов и легли в основу позднейших работ русских ученых» (там же, стр. 5), исследования которых начали появляться в печати с 1909 г.

Как видно, А. В. Казаков в своем историческом обзоре неверно приписал приоритет зарубежным авторам. В действительности приоритет во всех этих открытиях принадлежит русским геологам.

Исходя из того, что растворенные в природных водах фосфаты интенсивно ассимилируются организмами, которые после своего отмирания увлекают их в глубины, А. В. Казаков писал: «Таким образом, в глубоких частях бассейнов мы имеем огромные резервы растворенных фосфатов, которые в некоторых случаях донными холодными течениями могут подводиться к шельфам континентов и здесь, за счет уменьшения парциального давления CO_2 в воде, должны неизбежно выпадать из ставших «пересыщенными» в новой физико-химической обстановке растворов» (1937, стр. 6). Он обосновывал это заключение своими экспериментами по растворимости фосфатов кальция, а также геологическими и океанографическими данными.

Растворимость фторапатита в дистиллированной воде, содержавшей 20—30 мг/л CaO и 8—15 мг/л F, по определениям А. В. Казакова, составляет 50—100 мг/м³ P_2O_5. При понижении в воде содержания фтора менее 8 мг/л растворимость фосфата остается та же, но на дно выпадает фторгидроксилапатит. Величина pH при этих опытах оставалась в пределах 8,0±0,5. Заданные отношения $CaO : P_2O_5$ в разных опытах варьировали от 1 : 1 до 5 : 1 и в одном случае — 100 : 1.

К каким же типам природных вод можно приложить эти данные, полученные А. В. Казаковым? Очевидно, к наименее жестким пресным водам, например Байкала или Ладожского озера. Но и в них отношение $CaO : P_2O_5$ выше 100, а в морских водах оно превышает 500. В Байкале, воды которого наиболее близки к водам, применявшимся в опытах А. В. Казакова, осаждается фосфат не кальция, а закиси железа — вивианит. Морская среда очень резко отличается от той среды, которую создавал для своих опытов А. В. Казаков.

Как видно, опыты А. В. Казакова по растворимости фосфатов в дистиллированной воде проведены в условиях, весьма далеких от природной обстановки. Результаты его опытов явно не оправдывают себя в применении к пресным водоемам, а тем более не могут быть использованы для объяснения процессов фосфатонакопления в соленых бассейнах.

Как известно [Брунович, 1937; Книпович, 1938; Харвей, 1933; Sverdrup, 1942; Uda, 1935], концентрации растворенных фосфатов в глубинных водах превышают 100 мг/м³, а pH обычно не выходит за пределы 8,0±0,5. Отсюда, если исходить из опытов А. В. Казакова, напрашивается вывод, что глубинные воды сильно пересыщены фосфатами, которые должны осаждаться не только в областях восходящих течений, но почти на всей поверхности дна морей и океанов, начиная с глубины 50 или 100 м. В действительности этого не происходит. Более того, известно всего около десятка участков, где найдены желваки фосфоритов на дне морей, притом размеры их невелики и неизвестно, — все ли эти фосфориты являются современными. Но самое главное то, что фосфат для их образования выпал из раствора не морской, а грунтовой или иловой воды. Это подтверждается не только конкреционной формой этих фосфоритов, но и концентрацией растворенных фосфатов, которая в грунтовых водах значительно выше, чем в придонных (Брунович, 1937, 1947).

Таким образом, результаты предварительных опытов А. В. Казакова по растворимости фосфатов в дистиллированной воде, о которых он писал, что они «дали нам полное удовлетворение и надежную физико-химическую базу для выдвинутой нами теории генезиса фосфоритов» (1937, стр. 6), не могут быть использованы ни для объяснения образования уже известных фосфатных накоплений, ни для прогноза нахождения их новых залежей.

Теперь обратимся к океанографическим и геологическим данным и их интерпретации А. В. Казаковым.

В морях важнейшим агентом, переводящим фосфаты и карбонаты кальция в раствор, является CO_2, содержание которой на глубинах ниже зоны фотосинтеза сильно повышено. Однако не известны никакие достоверные цифровые данные о влиянии этого основного агента на растворимость фосфатов в морской воде.

В областях восходящих течений глубинные воды с повышенным содержанием CO_2 и растворенных фосфатов выносятся на поверхность. «Вследствие уменьшения парциального давления CO_2 в этих восходящих слоях морской воды, система ранее установившегося равновесия нарушается, и воды становятся пересыщенными в отношении к $CaCO_3$ и $Ca_3(PO_4)_2$-CaF^2 (Казаков, 1939, стр. 73). Это один лишь предположения — нет никаких фактов, доказывающих «ранее установившееся равновесие» или подтверждающих, что восходящие воды становятся пересыщенными по отношению к фторапатиту. Не известны также ни место (глубина), ни размеры понижения парциального давления CO_2.

Далее А. В. Казаков (1937) на этих предположениях строит другие — будто бы в водах восходящих течений происходят последовательная кристаллизация и выпадение сначала кальцита, а потом фторапатита. В более поздней его работе говорится уже о совместной кристаллизации этих минералов. При этом кальцитовые кристаллики, по мнению А. В. Казакова, должны получаться крупнее, чем апатитовые. Это «с очевидностью предопределяет их расслаивание в движущихся восходящим потоком к береговой линии водных массах. Естественно, в первую очередь (в более нижних частях шельфа) будет седиментироваться главным образом $CaCO_3$ и, с некоторым запозданием, в смежных, расположенных ближе к берегу частях шельфа, отлагаться фосфат, захватывая обычно (эндокриптия) некоторое количество $CaCO_3$ (коагель)» (1939, стр. 74).

А. В. Казаков допускает также кристаллизацию и одного апатита без кальцита. Происходит это, по его мнению, в тех случаях, когда парциальное давление CO_2 в агрессивных водах понижается за счет растворения ими $CaCO_3$ донных илов или известковых терригенных и органогенных суспензий.

Таким образом, мы видим здесь длинную цепь одних предположений, к тому же не вполне увязанных между собой. На неправильность их я указывал еще в 1938 г.

Вместо того чтобы разобрать сущность возражений и обосновать свои позиции, А. В. Казаков стал утверждать, что будто я путаю понятия «парциальное давление CO_2» и «общее содержание CO_2». Одновременно он высказал следующие соображения: «Переход ненасыщенной (кальцитом или фторапатитом) системы в пересыщенную, а следовательно, и дальнейшая кристаллизация этих фаз, единственно возможен через путь «уменьшения» парциального давления CO_2 (по вариантам табл. 29), а не «увеличения», как думает Г. И. Бушинский» (Казаков, 1939, стр. 75).

Действительно, если взять не насыщенную кальцитом или фторапатитом водную систему, содержащую CO_2, и не вводить в нее других веществ, то для перевода ее в пересыщенную имеется только единственный путь — уменьшение парциального давления CO_2.

В природных водах, что и имелось мною в виду в 1938 г., этот процесс идет сложнее и с другими результатами. В морской воде по мере понижения парциального давления CO_2 насыщенность карбонатом кальция все время возрастает. Следовательно, осаждение из нее одних фосфатов, как считает А. В. Казаков, невозможно. Они если и будут осаждаться, то в сопровождении большого количества карбонатов, концентрации которых в морской воде в сотни раз выше, чем фосфатов.

Когда в 1938 г. я высказывал соображения об осаждении фосфатов из вод с повышенным парциальным давлением CO_2, то имелась в виду природная морская вода. А в ней, как правило, наряду с возрастанием содержания CO_2 происходит увеличение концентрации и других биогенных компонентов, в том числе фосфатов, кремнезема и аммиака. Возрастание концентрации именно фосфатов в таких случаях и может приводить к их выпадению, несмотря на одновременное увеличение парциального давления CO_2. Как раз вследствие этого седка карбонатов практически прекращается, что ведет к накоплению почти одних фосфатов.

Следовательно, ошибка А. В. Казакова состоит в недоучете сложности природной обстановки, в механическом переносе результатов своих опытов на природу.

Следует отметить отход А. В. Казакова от гипотезы последовательной кристаллизации кальцита и затем апатита, высказанной им в 1937 г., и переход в 1939 г. к представлениям о совместной их кристаллизации и даже выделении одного апатита, без кальцита, в условиях более кислой среды, чем предполагалось им ранее. Эта идея А. В. Казакова приближается к моей точке зрения о выпадении фосфатов из морских вод с повышенными концентрациями CO_2 и соответственно недосыщенных или слабо пересыщенных карбонатом кальция (Бушинский, 1938, стр. 340).

Что касается химического выпадения $CaCO_3$ глубже фосфатной фации, то по этому вопросу А. В. Казаков приводит следующую аргументацию: «Известковые (или известково-глинистые) осадки нижней половины шельфа, отлагающиеся еще в зоне «фосфатных вод», содержащие избыточное количество CO_2 и недостаток O_2, т. е. носящие черты «отравления», обычно почти не содержат бентонной фауны. Пожалуй, это еще более резко выражено для фосфатных шельфов геосинклинальных бассейнов с интенсивным фосфатонакоплением — фосфориты шнагеритовой толщи C_2 бассейна р. Селеук по западному склону Урала, нижнесилурийские фосфориты Кара-Тау в Средней Азии и т. д., где формируется типичная фация химических афанитовых, темного цвета, известняков» (1939, стр. 75).

В этих утверждениях предполагаемое преподносится как действительное. Во-первых, никто еще не доказал, что известковые осадки нижней половины шельфа, т. е. образующиеся глубже «фосфатной фации» А. В. Казакова, являются химическими образованиями. Скорее можно предполагать обратное, — что они произошли органогенным путем, так же, как пишущий мел или современные илы Атлантического океана, состоящие из кокколитов и форминифер. О первичном составе афанитовых известняков нет никаких данных. А. В. Казаков для построения своей теории приписал им химическое происхождение, да еще из вод, содержащих избыточное количество CO_2.

Во-вторых, нигде нет указаний на недостаток кислорода в какой-либо части шельфа областей восходящих течений. По данным глубоководных экспедиций Челленджера и Метеора, в таких местах имеется достаточно кислорода, за что говорят как прямые определения этого элемента в водах, так и наличие богатой органической жизни на дне.

Если обратиться к ископаемым осадкам, то и они не обнаруживают признаков «отравления». Так, пластовые фосфориты Северной Африки и Скалистых гор в США, хотя и содержат мало моллюсков, но буквально переполнены копролитами илоядных животных, на что указывал еще Я. В. Самойлов. Илы, состоящие местами целиком из копролитов, распространены вдоль западного берега Африки на глубине от 0 до 1000 м и глубже, что отмечали многие исследователи.

Наконец, в-третьих, селеукские фосфориты отлагались не на фосфатном шельфе геосинклинали, а в предгорном прогибе. Строение Каратауского фосфоритоносного бассейна еще настолько неясно, что говорить

о приуроченности фосфоритов именно к шельфу и утверждать о его геосинклинальном режиме во время фосфоритообразования нет никаких оснований.

В итоге изложения своей гипотезы А. В. Казаков указывает, что «фосфоритообразование не может происходить в зоне фотосинтеза (до глубины 50 м), где растворенный фосфат быстро ассимилируется фитопланктоном, а также в глубоких частях моря (> 200 м), где высокое содержание растворенной CO, препятствует образованию условий пересыщения фосфатом. С этой точки зрения химическое осаждение фосфатов может происходить только в верхней и средней частях шельфа, т. е. на глубине ориентировочно 100 +50 м. При этом налицо должны быть два условия: а) прямая связь шельфа с более глубокими частями бассейна (резервы мобильного фосфора); б) восходящие к шельфу глубинные холодные течения, как основной «транспортер» растворенных фосфатов из областей их резервов» (1939, стр. 76).

Эти указания не только не подтверждаются фактами, но находятся с ними в явном противоречии. Фосфориты, хотя и редко, но встречаются вместе с донными известковыми водорослями, например, в маастрихте и кампане бассейна р. Луганя. В сеноманских фосфоритах Саратовской и Курской обл. давно известны находки трансгрессивных моллюсков из родов турбо и трохус. Такие же моллюски недавно найдены О. В. Савчинской (1952,) в сеноманских фосфоритах северной окраины Донбасса. Эти факты свидетельствуют о накоплении сеноманских фосфоритов в зоне зарослей морской травы, т. е. на глубинах 10—60 м.

Современные фосфориты в морях — у мыса Доброй Надежды, у побережья Калифорнии и в других местах встречаются на глубинах до 500 м и более. Следовательно, как верхняя, так и нижняя границы образования фосфоритов гораздо шире, чем те, которые выводит из своей теории А. В. Казаков.

Площади, на которых отложились верхнекамские, рязанские и курские фосфориты, не были шельфами геосинклиналей и не имели прямой связи с глубокими частями морских бассейнов. Что касается валанжинских фосфоритов, то самые мощные их скопления образовались не на шельфе, а как раз в наиболее глубоких участках моря, покрывавшего Русскую платформу (Бушинский, 1941).

Наконец, следует остановиться на возражениях А. В. Казакова по поводу допущения Н. Н. Чирвинским, А. Д. Архангельским, И. М. Курманом и А. В. Пейве метасоматического замещения фосфатами карбонатных пород — мела или известняка. «В сущности нет необходимости доказывать малую обоснованность и этой второй теории», — пишет по этому поводу А. В. Казаков и далее заключает: «с точки зрения физико-химии такой метасоматоз в условиях морских бассейнов — весьма парадоксален» (1937, стр. 6).

Если метасоматоз целых пластов бывает трудно доказать, то о замещении фосфатом древесины, морских губок и карбонатных раковин моллюсков, происшедшем на дне моря, неоднократно говорилось в литературе и поэтому оно хорошо известно. Следовательно, парадоксальна здесь не теория метасоматоза, а физико-химия А. В. Казакова.

Из рассмотренного видно, что гипотеза А. В. Казакова содержит много маловероятных допущений и находится в явном противоречии с многочисленными фактами.

Заключительной фазой исследования фосфоритов являются работы для их практического использования.

Поиски и разведки фосфоритов с целью их разработки и использования в качестве удобрения были начаты еще во второй половине прошлого столетия А. П. Энгельгардтом (1867—1868, 1891). Широкие поисковые

работы на фосфориты произведены партиями Фосфоритной комиссии Московского сельскохозяйственного института, начальниками которых были такие известные геологи, как А. Д. Архангельский, братья Васильевские, А. и Б. Семихатовы, Г. С. Буренин, А. В. Павлов, А. П. Иванов, Г. Ф. Мирчинк и В. Н. Лучицкий.

Особенно крупные геолого-поисковые и детальные разведочные работы проведены в годы Советской власти. Благодаря этим работам было открыто и изучено много новых месторождений фосфоритов.

Б. О классификации фосфоритов

Первые две классификации фосфоритов были опубликованы в 1888 г. Одна из них разработана в России А. Н. Энгельгардтом (1888), другая в США Пенроз (Penrose, 1888).

Все желваковые фосфориты (пластовые тогда в России не были известны) А. Н. Энгельгардт разделил на три типа: 1) кварцево-песчанистые, 2) глауконитово-песчанистые и 3) плотные. Последние затем были переименованы в глинистые

К кварцево-песчанистым он отнес брянские и курские фосфориты, содержащие в среднем 50% кварцевого песка и 15% P_2O_5. Глауконитово-песчанистые фосфориты вместо кварца содержат глауконит и отличаются более высоким содержанием P_2O_5 — обычно 20—25%. Глинистые фосфориты не содержат песка и богаты фосфорной кислотой — до 30% P_2O_5. Они залегают в юрских глинах. Фосфориты Подолии хотя и не содержат песка, но отличаются от других тем, что в виде фосфоритной муки «не действуют на повышение урожая» (Энгельгардт, 1891).

Эта классификация сохранилась в основном и до настоящего времени.

Пенроз различал: 1) аморфные желваковые фосфориты, 2) слои фосфатных известняков, 3) гуано и 4) костяные слои.

Желваковые фосфориты он не делил так детально, как А. Н. Энгельгардт, различая только свободные желваки от цементированных в конгломерат. «Слои фосфатных известняков» впоследствии стали называть «пластовыми фосфоритами».

К настоящему времени, особенно за последние годы, накопилось много нового материала, который позволяет дать более широкую классификацию и подкрепляет некоторые прежние деления.

Такая классификация была опубликована мною в 1945 г. Она подверглась критике со стороны Е. В. Орловой (1951), указавшей на неясность, — куда должны быть отнесены месторождения гидротермальные, остаточные и прочие. В моей классификации 1945 г. этим месторождениям было отведено с а м о с т о я т е л ь н о е м е с т о, наряду с морскими и континентальными. Теперь эта классификация несколько доработана.

Месторождения фосфоритов морского осадочного происхождения подразделены в классификации Е. В. Орловой 1951 г. на геосинклинальные и платформенные. Если рассматривать только крупные промышленные месторождения, то это подразделение выглядит довольно четко. Но более мелкие скопления фосфоритов пластового и желвакового типов встречаются как на платформах, так и в геосинклиналях. Тектонический режим областей крупных скоплений фосфоритов во время их образования не был типичным для геосинклиналей. Судя по малым мощностям фосфатных серий, он был близок к платформам или был переходным к ним. Отсюда видно, что разделение морских фосфоритов на геосинклинальные и платформенные не вносит необходимой четкости в классификацию.

Фосфатизированные карбонатные породы распространены очень широко и встречаются в фосфоритах разных типов, но различаются только после тщательного изучения, и часто с большим трудом. Поэтому

выделять сложенные ими месторождения в качестве самостоятельного генетического образования вряд ли целесообразно.

Весьма важным классификационным признаком является минеральный состав. Фосфатное вещество фосфоритов, как теперь установлено многими исследователями (В. Н. Чирвинский, 1919; Соимонова и Слудская, 1937, 1941; Казаков, 1937, 1939; Борнеман-Старынкевич и Белов, 1940; Бушинский, 1934—1952), состоит из минералов, имеющих кристаллическую решетку типа апатита. К ним принадлежат фторапатит, хлорапатит, гидроксилапатит, карбонатапатит (подолит или даллит) и карбонатфторапатит. К последним относится мало изученная в структурном отношении, но весьма широко распространенная в природе группа минералов, как франколит или штаффелит и его скрытокристаллическая разность — коллофан, а также курскит. Каждый из этих минералов образуется в строго определенных геологических условиях.

Фторапатитом и карбонатапатитом сложены конкреционно-лучистые фосфоритные конкреции силура Подолии и меловых отложений Вайоминга в США. Как те, так и другие залегают в глинистых сланцах морского происхождения. Эти конкреции снаружи гладкие или бугорчатые, а в центре имеют звездообразно-лучистую полость. Минералогическое отличие конкреционно-лучистых фосфоритов заставляет выделить их в самостоятельный тип.

В отношении состава фосфатных минералов, слагающих пластовые и конкреционные фосфориты, пока еще нет единого мнения. Рентгенограммы этих минералов не обнаруживают существенного различия между собой, но от фторапатита отличаются более плотной решеткой. Оптические свойства их отличаются от фторапатита более низким показателем преломления (1,600—1,610) и более высоким двупреломлением. Большое число выполненных за последние годы подробных химических анализов, сопровождавшихся петрографическим изучением, показывает, что содержание CO_2 в конкреционных фосфоритах во всех случаях больше, чем в пластовых, и находится в определенных отношениях к P_2O_5. В табл. 87 приведено содержание важнейших компонентов в типовых морских фосфоритах.

Таблица 87

Содержание важнейших компонентов в типовых морских фосфоритах (в %)

Компоненты	Типы фосфоритов							
	пластовый			конкреционный			конкреционно-лучистый	
	Вольск	Кара-Тау	Айдахо (США)	Егорьевск	Курск	Актюбинск	Подолия	
P_2O_5	34,82	33,33	32,24	24,86	25,51	30,12	36,18	36,81
CaO	50,07	46,64	45,96	39,93	37,46	47,85	49,79	49,65
CO_2	2,79	2,00	1,50	4,36	4,79	5,47	4,48	0,39
F	3,44	2,50	3,40	2,55	2,26	2,69	0,57	2,21
$F : P_2O_5$	0,10	0,08	0,11	0,10	0,09	0,09	0,016	0,06
$CO_2 : P_2O_5$	0,08	0,06	0,06	0,17	0,18	0,18	0,12	0,008

Как видно из табл. 88, отношение $CO_2 : P_2O_5$ — наиболее характерная величина для различия пластовых и конкреционных фосфоритов.

Сравнивая эти анализы с химическим составом известных минералов фосфата кальция, не трудно убедиться, что фосфат пластовых фосфо-

Таблица 88

Сравнительная таблица особенностей типовых морских фосфоритов

Характеристика фосфатов	Тип фосфатов		
	пластовые	конкреционные	оолитовые
Фосфатные минералы . . .	Франколит	Курскит	Фторапатит, оолиты
$CO_2 : P_2O_5$, весовое	$0{,}08 \pm 0{,}03$	$0{,}17 \pm 0{,}03$	—
Содержание P_2O_5 в фосфорите в %	Обычно 30—37	Обычно 10—30	36—37
Количество примесей . . .	Обычно мало	Обычно много	Весьма мало
Оолитовая структура . . .	Обычна	Редка	Отсутствует
Органические остатки . . .	Редки	Обычны	Весьма редки
Глауконит	Редко	Часто	Отсутствует
Доломит	Обычен	Отсутствует	Отсутствует
Место накопления	Обычно геосинклинали	Обычно платформы	Обычно платформы
Мощности пластов	Обычно большие, до 17 м	Обычно малые, до 1,5 м	Рассеянные конкреции
Усвояемость сырой фосфоритной муки растениями .	Трудно усвояема	Усвояема	Трудно усвояема
Промышленная переработка	Химическая переработка	Режут и идут в муку	Химическая переработка

ритов соответствует минералу франколиту, а состав конкреционных — курскиту. Вполне естественно, что как у того, так и у другого минерала могут быть явно окристаллизованные и аморфные или коллоидные разновидности. Коллофаном, согласно Роджерсу (Rogers, 1922), именовались все аморфные фосфаты кальция. В связи с выделением из них курскита теперь понятие коллофана суживается. Коллофан здесь рассматривается как аморфная разновидность франколита.

На основании многочисленных опытов по применению сырой фосфоритной муки в качестве удобрения Н. Д. Смирнов (1935, 1938) разделил все фосфориты на усвояемые и трудно усвоемые растениями. При этом в его группе усвояемых, как теперь выяснилось, оказались все конкреционные фосфориты, а среди трудно усвояемых — пластовые фосфориты, а также фторапатиты. Это ценный факт, относящийся уже к практике, который заставляет ставить курскитовые фосфориты в отдельную группу от франколитовых и от фторапатита. Подольские фосфориты плохо усваиваются растениями, что было известно еще А. Н. Энгельгардту (1891).

Важнейшие особенности типовых морских фосфоритов сведены в табл. 88.

Как правило, конкреционные фосфориты не образуются совместно с пластовыми и не переходят одни в другие. Так называемые фосфоритные плиты (Курская, Актюбинская, Егорьевская) состоят из сросшихся или сцементированных фосфатом фосфоритных конкреций, поэтому они отнесены не к пластовому, а к конкреционному типу.

Понятие «тип» в литературе весьма широко и применяется как к мелким, так и к крупным подразделениям. «Типами» часто называют такие группы фосфоритов, как пластовые, желваковые, оболовые. Такое понятие типа сохраняется и нами. Подразделения более крупные, чем тип, названы «группами типов», а более мелкие — «классами». Сами типы выделены по строению или структуре фосфоритов, а классы — по составу примесей, содержащихся в фосфоритах.

В основу предлагаемой классификации фосфоритов (табл. 80) положен генетический принцип. Всего выделены три крупные группы типов: морская, континентальная и гидротермальная. Последняя, как сравнительно небольшая, дальше не подразделяется, а среди первых двух выделены первичные и вторичные группы типов.

Таблица 80

Классификация фосфоритов (по Г. П. Бушинскому)

Группа типов		Тип		Минерал	Месторождение
Первичная	Морская	Химическая	Пластовый	Франколит	Вольск, Хопер, Рыльск
		Биохимическая	Пластовый	Франколит	Кара-Тау, Северная Африка, Скалистые горы в США
			Конкреционно-лучистый	Фторапатит, Подолит	Подолия, Вайоминг (США)
			Конкреционный (желваковый)	Курскит	Курск, Егорьевск, Актюбинск, Южная Каролина (США)
		Биогенная	Оболовый	Франколит	Эстония
			Костяной	Курскит (?)	Костеносные брекчии Татарии
	Континентальная	Биогенная	Костяной	Гидроксилапатит, курскит (?)	Эльдарская степь
		Биогенно-метасоматическая	Островной	Различные	Острова Макатеа, Науру, Джильберта
			Пещерный	Различные	Австрия, Южная Франция
		Метасоматический		Франколит	Флорида (твердые камни), Тенесси (США)
Гидротермальный				Франколит	Эстремадура в Испании
Вторичная		Механическая (галечники и конгломераты)	Морской	Различные	Подолия
			Речной	Различные	Флорида (галечник)
		Остаточная	Остаточный	Различные	Сызрань—Батраки, Южная Каролина
		Кора выветривания		Франколит	Урал
		Метаморфический		Фторапатит	Тешик-Тас, р. Лена

К группе морских первичных фосфоритов относятся химические, биохимические и биогенные. Химическими, или химически осажденными, являются фосфориты хоперского горизонта. Фосфат для их образования, так же, как и кремнезем, принесен с суши и отложился химическим путем в лагунах и заливах (см. выше — «Хоперский горизонт»).

Образование биохимических фосфоритов происходило в две стадии. Первая стадия — концентрация растворенных фосфатов преимущественно в придонных и иловых (грунтовых) водах на дне бассейна, осуществлявшаяся при разложении отмерших остатков организмов. Вторая стадия — химическое осаждение фосфатов кальция из этих вод. Концентрация и осаждение фосфатов происходили одновременно в течение длительного времени (см. ниже — «Происхождение фосфоритов»).

К биогенным фосфоритам отнесены только фосфатные остатки организмов — кости и раковины фосфатных брахиопод.

Среди континентальных фосфоритов выделяются три группы типов — биогенная, биогенно-метасоматическая и метасоматическая.

К биогенной группе отнесены скопления костей животных. Промышленных залежей они не образуют.

Значительный практический интерес имеют островные фосфориты, относящиеся к биогенно-метасоматической группе. Они получили свое название вследствие распространения на островах. Образование фосфоритов этого типа происходило в две стадии — в первую стадию накапливалось птичье гуано, во вторую стадию при его разложении выделялся кислый фосфорнокислый кальций, который стекал вниз, где осаждался при взаимодействии с подстилающими известняками. Значительная часть фосфата кальция содержалась и в самом гуано в виде полуразложившихся рыбьих костей. При разложении гуано фосфат кальция накапливается как остаточный продукт.

Островные фосфориты часто называются фосфоритами гуано. От них следует отличать настоящее гуано, представляющее собой скопления экскрементов птиц на пустынных островах. В его составе преобладают органические вещества и нитраты, а фосфаты содержатся обычно в количестве 5—20%.

Схема образования пещерных фосфоритов такая же, как и островных, только первоисточником фосфата их послужили скопления экскрементов летучих мышей, находящих свое убежище в пещерах.

Метасоматический тип фосфоритов еще слабо изучен и степень участия организмов в его образовании неясна. Фосфоритные желваки, встречающиеся среди мергельно-меловых пород Днепровско-Донецкой впадины и Поволжья, образовались путем биохимического метасоматоза, поэтому они отнесены к биохимической группе типов. При образовании этих фосфоритов первичная концентрация растворенного фосфата происходила в результате разложения отмерших органических остатков на дне моря, в иле. Затем этот фосфат замещал кальцит, доломит и вещество губок.

К гидротермальному типу относятся месторождения Эстремадуры в Испании. Считавшееся ранее гидротермальным Антоново-Липовское месторождение на Урале, возможно, связано с корой выветривания.

Вторичные процессы приводили в одних случаях к разубоживанию фосфоритов, в других — к концентрации фосфатного вещества и образованию новых типов месторождений. При механическом переотложении фосфоритов накапливались морские и речные фосфоритные галечники. В результате разложения породы, вмещающей фосфориты, получаются остаточные фосфоритные скопления. В коре выветривания известны небольшие скопления франколита. При метаморфизме фосфоритов разных типов происходит превращение курскита и франколита по фторапатит.

Подразделение типов на подтипы, классы и т. д. производится большей частью по содержанию примесей. На этом основании среди фосфоритов желвакового типа выделяются следующие классы: кварцево-песчанистый, глауконитово-песчанистый, кварцево-алевролитовый, железисто-оолитовый, глауконитово-глинистый, кварцево-глинистый и глинистый.

В. О минералогической природе фосфатного вещества

Осадочные фосфаты кальция не встречаются в виде хорошо образованных кристаллов или однородных скоплений, а представляют собой массы из микроскопически мелких или коллоидных частиц с разнообразными примесями. Поэтому изучение их минералогической природы встречает существенные трудности, и она во многом не разгадана до сих пор. Эта трудность усугубляется еще сложностью полиморфизма ионов в самой фосфатной молекуле. Отсюда понятно, почему один из наиболее распространенных осадочных фосфатов кальция — коллофан — назван «беспризорным» минералом (Роджерс, 1922).

У желваковых фосфоритов различаются под микроскопом две разновидности фосфата кальция — аморфная и радиально-лучистая. Обычно преобладает первая, последняя встречается значительно реже.

При скрещенных николях аморфная разновидность местами обнаруживает едва заметную поляризацию, указывающую на то, что она сложена чрезвычайно мелкими кристалликами — до одного микрона и меньше. Под электронным микроскопом эти кристаллики хорошо различимы (Бушинский, 1952, рис. 5 на стр. 14). Они имеют вид шестиугольных табличек и коротких призмочек размером обычно 1,0—0,1 μ. Рентгенограммы также с неменьшей очевидностью показывают, что аморфная разновидность сложена кристалликами типа апатита. Несмотря на явно кристаллическое строение «аморфной» разновидности, все же за ней сохранено укоренившееся название «аморфная», по причине малых размеров слагающих ее частиц.

Радиально-лучистая разновидность состоит из длиннопризматических или игольчатых кристалликов, нарастших на стенки пор в песчанистых фосфоритах и в фосфатизованных губках.

Обеим этим разновидностям фосфата желваковых фосфоритов, исходя из сходства их химического состава, В. Н. Чирвинский (1919) дал название курскита.

Кроме курскита в форме желваков, встречаются псевдоморфозы замещения фосфатом древесины, губок и различных форм карбоната кальция, а также фосфатные кости и зубы животных и раковины лингул. Все эти разновидности фосфата тоже относятся к курскиту. Особо стоит аморфный фосфат пластовых фосфоритов.

Определения средних показателей преломления у всех разновидностей фосфата желваковых фосфоритов дали очень близкие цифры — 1,600 ± ± 0,010, а у пластовых фосфоритов — 1,615±0,010. Показатели преломления определены иммерсионным методом в фосфоритах из Брянска, Курска, Щигров, Изюма, Канева и из Хоперского района. Двупреломление радиально-лучистого курскита варьирует в пределах 0,007—0,008, у франколита обычно 0,005—0,006.

Для сравнения можно указать, что показатель преломления фторапатита в среднем 1,640, а двупреломление 0,003—0,004. Таким образом, курскит является крайним членом в ряду фторапатит — франколит — курскит. Эти три минерала, наряду с гидроксилапатитом, слагающим кости животных, наиболее широко распространены среди фосфатов кальция.

Химический состав желваковых фосфоритов приведен в табл. 90 и 91.

В таблице 91, кроме анализов фосфоритов, приведены также анализы ископаемых костей, фосфатизованной древесины и фосфатизованных губок, которые встречаются в сеноманском фосфоритном слое, а также анализ поливы фосфоритной плиты.

Содержание P_2O_5 в фосфоритах 13—16%, в ископаемых костях и древесине 28—32%, в фосфатизованных губках 26—28%. Соответственно изменяется содержание фтора и углекислоты.

Таблица 90

Химические анализы фосфоритов (в %)

(Выполненные до 1915 г.)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Нерастворимый остаток	—	1,00	—	—	—	35,05	0,46	1,70	10,43	19,72
Fe_2O_3	2,20	3,43	—	—	2,67	7,60	—	0,76	0,50	1,60
CaO	24,59	50,61	27,14	51,91	26,62	28,28	52,57	50,22	46,62	40,43
MgO	0,65	1,21	—	—	0,65	—	0,36	0,42	0,46	0,44
R_2O	1,75	1,75	—	—	1,30	—	—	—	—	—
SO_3	—	1,20	—	—	0,94	—	—	—	1,30	1,16
P_2O_5	13,60	28,25	16,68	32,60	16,54	18,01	32,94	31,57	28,69	25,79
CO_2	3,45	5,80	3,13	5,29	2,23	—	6,40	5,87	5,76	5,27
F	2,40	5,99	2,02	7,76	1,63	0,99	—	—	—	—
Органическое вещество	1,00	—	—	—	0,32	3,53	—	—	—	—
H_2O	—	3,30	—	—	2,00	—	0,96	2,56	—	—
$F : P_2O_5$	0,18	0,21	0,12	0,24	0,10	0,06	—	—	—	—
$CO_2 : P_2O_5$	0,25	0,21	0,19	0,16	0,14	—	0,19	0,19	0,20	0,20

1 — фосфоритная плита из Курска; по К. Клаусу (1853); 2 — кость из Курской фосфоритной плиты, дер. Гранкино; по Клаусу (1853); 3 — фосфоритная плита из Курска; по В. Н. Чирвинскому (1910); 4 — фосфатизованная древесина из Курска; по В. Н. Чирвинскому (1910); 5 — фосфорит из Козьего лога; по Я. В. Самойлову (1915). Кроме того, в этом образце определены: SiO_2 — 44,29%; Al_2O_3 — 1,08%; FeO — 0,40%; MnO — 0,12%; K_2O — 0,50% и Na_2O — 0,80%; 6 — полива фосфоритной плиты из г. Дмитриева; по Я. В. Самойлову (1915); 7 — фосфатизованная древесина из дер. Коренной близ Курска; по А. Н. Энгельгардту (1867); 8 — фосфатизованный позвонок из Брянска; по Э. Н. Энгельгардту (1867); 9 — фосфатизованная губка; по П. А. Костычеву (см. Энгельгардт, 1867); 10 — фосфатизованная губка; по П. А. Костычеву (см. Энгельгардт, 1867).

Таблица 91

Химические анализы желваковых сеноманских фосфоритов (в %)

(Выполненные после 1925 г.)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Нерастворимый остаток	37,57	48,28	48,82	34,55	37,58	36,49	45,79	30,43	31,28	3,00
SiO_2	36,65	47,01	48,03	33,90	37,10	36,04	45,43	—	30,01	—
Al_2O_3	1,02	0,70	1,65	2,10	1,49	1,48	0,03	2,09	2,31	1,08
Fe_2O_3	1,77	2,37	1,85	2,05	2,96	2,79	2,92	3,16	3,19	2,17
FeS_2	0,05	0,00	0,00	0,00	0,14	0,08	0,29	—	0,00	—
TiO_2	0,16	0,11	0,09	0,08	0,08	0,08	0,11	—	0,00	—
MnO	0,04	0,05	0,04	0,02	0,01	0,02	—	—	0,05	—
CaO	29,43	24,01	23,86	29,82	28,31	29,32	26,21	32,13	31,93	47,78
MgO	0,50	0,42	0,34	0,62	0,06	0,06	0,61	—	0,96	—
Na_2O	1,01	0,70	0,60	0,71	0,57	0,58	0,34	—	0,69	—
K_2O	0,47	0,37	0,53	0,68	0,50	0,47	0,16	—	0,61	—
P_2O_5	17,14	15,61	15,25	19,99	18,72	18,75	16,05	19,85	20,03	29,78
CO_2	5,19	2,73	2,94	3,88	3,88	3,85	3,12	4,70	3,95	6,04
F	2,08	1,88	1,82	2,06	2,14	2,11	1,87	2,09	2,16	3,45
C	0,58	0,48	0,62	0,66	0,25	0,42	0,45	—	1,05	—
SO_3	1,48	1,20	1,11	1,06	1,31	1,23	0,86	—	0,68	—
Потеря при прокал.	3,14	2,60	2,96	3,27	3,13	3,26	2,78	—	4,38	—
О соотв. F	0,88	0,79	0,76	0,86	0,90	0,89	0,79	—	0,91	—
Сумма	99,25	98,97	100,31	99,40	99,51	99,22	100,01	—	100,39	—
$F : P_2O_5$	0,12	0,12	0,12	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12
$CO_2 : P_2O_5$	0,30	0,18	0,19	0,19	0,21	0,20	0,19	0,24	0,18	0,20
$CaO : P_2O_5$	1,72	1,54	1,56	1,49	1,51	1,56	1,63	1,62	1,59	1,60

1—6 — фосфориты из Брянской обл.; 7—8 — фосфориты из Щигровского района; по А. В. Казакову; 9 — фосфорит из г. Изюма; 10 — обогащенный фосфорит из Щигровского района, помол до 0,048 мм, класс удельного веса больше 2,85; по А. В. Казакову.

Отношения $CO_2 : P_2O_5$ во всех этих разновидностях фосфатов находятся в пределах от 0,14 до 0,25 и чаще всего равны 0,19. Отношения $F : P_2O_5$ варьируют значительно шире — от 0,06 до 0,24. Такие широкие вариации, вероятно, зависят от неточности определений фтора.

В табл. 91 приведены результаты подробных химических анализов фосфоритов по данным С. Н. Розанова (1935). Образцы всех этих фосфоритов были просмотрены мною под микроскопом. Существенная примесь кальцита была обнаружена в двух образцах фосфоритов 1 и 9. В обр. 10 оказались следы кальцита, а в остальных образцах фосфоритов карбонаты не найдены.

По химическим анализам (табл. 91), кроме образцов 1 и 8, содержащих заметную примесь кальцита, отношение $CO_2 : P_2O_5$ варьирует в пределах от 0,18 до 0,21 и чаще всего равно 0,19; отношение $F : P_2O_5$ колеблется от 0,10 до 0,12, обычно равно 0,11.

Так как фосфориты состоят в основном из смеси фосфата, кварцевого песка и глины, то, выделивши путем пересчета фосфатную часть, нетрудно получить ее химический состав в чистом виде. Такой способ пересчета применялся В. Н. Чирвинским, А. Д. Архангельским, М. П. Фивегом и С. Н. Розановым. Его достоинство состоит в том, что получающиеся цифры легко сравнимы между собою. Данные, приведенные в табл. 92, показывают поразительное однообразие химического состава фосфатной части всех сеноманских фосфоритов. При сравнении их с составом фосфоритных конкреций из юры, мела и палеогена других мест также не обнаруживается между ними сколько-нибудь существенного различия.

Таблица 92

Пересчитанный химический состав фосфата фосфоритных желваков

(количество фосфата принято за 100%)

Компоненты	№ анализа							
	2	3	4	5	6	7	9	10
$Ca_3(PO_4)_2$	77,20	76,17	76,09	75,56	75,77	76,29	75,75	78,20
$CaCO_3$	14,07	15,28	15,50	16,91	16,20	15,13	15,90	14,33
CaF_2	8,73	8,55	7,45	8,13	8,09	8,34	8,35	7,47
$CaO \pm$ *	—1,09	—0,94	—0,71	—2,78	—1,67	—0,78		—0,00

* Избыток (+) или недостаток (—) CaO, оказавшийся после связывания P_2O_5 и CO_2 известями. Избыток кальция указывает на возможное присутствие силикатов кальция, а недостаток его — на возможное присутствие железа и алюмофосфатов, на примесь кварца в фосфатную решетку или на неточность анализа.

Теперь рассмотрим результаты химических анализов пластовых фосфоритов. Два анализа приведены в табл. 75 и десять анализов — в табл. 93.

Все анализы приведены по данным Н. Т. Зонова (Зонов, 1939, 1941; Зонов и Петракович, 1934).

Образцы 4 и 5 не являются чисто кальциевыми фосфатами, а содержат примесь алюмофосфата. Отношение $F : P_2O_5$ в остальных образцах варьирует в пределах от 0,07 до 0,10, чаще всего равно 0,08; отношение $CO_2 : P_2O_5$ находится в таких же цифровых пределах.

Таким образом, химические различия между курскитом, слагающим желваковые фосфориты, и коллофаном, или франколитом, слагающим пластовые фосфориты, следующее:

	$F : P_2O_5$	$CO_2 : P_2O_5$
Курскит	0,11 ± 0,01	0,19 ± 0,02
Коллофан	0,08 ± 0,01	0,08 ± 0,02

Таблица 93

Химический состав пластовых фосфоритов зоны курскита (в %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Нерастворимый остаток	2,84	1,79	15.03	18.66	24,60	0,18	0,44	0,46	0,58	4,93
CaO	49.67	43.63	39.20	26,29	29,64	52,45	50,45	50,16	48,61	45,84
Al_2O_3	0,42	2,07	2,96	13,05	11,25	0,72	0,37	0,73	0,78	1,92
Fe_2O_3	0,33	9,88	3,95	2,65	2,14	2,28	3,65	1,82	2,42	2,83
P_2O_5	33,78	32,53	27,89	24,46	23,80	40,05	35,67	35,42	34,49	34,16
CO_2	3,29	2,58	2,28	1,47	1,56	3,03	3,71	3,42	2,40	2,44
F	3,22	2,11	1,86	1,24	1,56	3,20	3,46	3,05	2,60	2,70
$F : P_2O_5$	0,10	0,10	0,07	0,05	0,07	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08
$CO_2 : P_2O_5$	0,09	0,08	0,08	0,06	0,07	0,10	0,10	0,10	0,07	0,07
$CaO : P_2O_5$	1,47	1,34	1,41	1,07	1,26	1,45	1,41	1,42	1,40	1,33

1—5 — пластовые фосфориты из Хопёрского района; 6—10 — пластовые фосфориты из Рыльского района.

Как видно, соотношения у курскита и коллофана по фтору близкие, но по CO_2 весьма различные, что и является наиболее важным критерием для определения этих минералов. Отношение $CO_2 : P_2O_5$ около 0,19 характерно для желвачковых фосфоритов не только Днепровско-Донецкой впадины, но и других бассейнов СССР и зарубежных стран. По химическим анализам фосфоритов земного шара, опубликованным Джекоб (Jacob, 1923), видно, что отношение $CO_2 : P_2O_5$ около 0,08 и ниже характерно для фосфоритов пластового типа. Отсюда следует вывод, что желвачковые фосфориты сложены одним фосфатом — курскитом, а пластовые другим — коллофаном, или франколитом, с разностями, переходными к фторапатиту.

И. Д. Борнеман-Старынкевич и Н. В. Белов (1940, 1953) допускают в формуле карбонатфторапатитов замещение фосфора углеродом по схеме: $x\,Ca_{10}P_6O_{25}F_2 + y\,Ca_5P_5CO_{13}[F(OH)]_3$. При x, равном 0, вторая часть формулы приблизительно соответствует курскиту.

Изоморфизм углерода по фосфору объясняет увеличение отношения $F : P_2O_5$, происходящее в курските, по сравнению с франколитом и с фторапатитом.

Приведенные формулы как будто дают основание предполагать, что в природе будет встречен непрерывный ряд соединений, переходных от фторапатита к курскиту. В действительности известно только ограниченное число широко распространенных минералов, укладывающихся в этот ряд, а именно — фторапатит, франколит и курскит. Этот факт указывает на то, что переходы здесь происходят не непрерывно, а скачкообразно.

Для вывода химических формул фосфатов, слагающих пластовые и желвачковые фосфориты, использованы химические анализы наиболее чистых их разностей. Химический состав и молекулярные пропорции франколита в округленных цифрах представлены в табл. 94.

Исходя из того, что молекула апатита построена из 42 атомов и атомных групп, получается следующая формула фосфата пластового фосфорита из Рыльска:

$$Ca_{10}P_{5,5}C_{0,9}O_{23,2}F_{1,8}OH \text{ или } 2{,}6Ca_3P_2O_8 \cdot 0{,}8CaCO_3 \cdot 0{,}9CaF_2 \cdot 0{,}5Ca(OH)_2.$$

Последняя формула указывает на сбалансированность анионов и катионов. Обе формулы отвечают составу франколита.

Для вывода химической формулы фосфата желвачкового фосфорита взят анализ фосфатизированной древесины из нижневолжского яруса Воскресенского района Московской обл. (табл. 95).

Таблица 94

Химический состав и молекулярные пропорции фосфата пластового фосфорита из [illegible]

Компоненты	%	Компоненты	%	Молекулярные пропорции	Ионные отношения
P_2O_5	36,0	P	15,72	0,51	5,2
CO_2	3,6	C	0,98	0,08	0,8
F	3,2	F	3,2	0,17	1,8
CaO	52,5	Ca	37,5	0,94	10,0
—	—	O	35,1	2,37	23,2
H_2O^+	2,2	OH	2,2	0,13	1,3
		Сумма			42,0

Таблица 95

Химический состав и молекулярные пропорции фосфата желвакового фосфорита (курскита)

Компоненты	%	Компоненты	%	Молекулярные пропорции	Ионные отношения
P_2O_5	31,4	P	13,72	0,44	4,8
CO_2	5,3	C	1,45	0,12	1,2
F	3,6	F	3,60	0,19	2,0
CaO	49,5	Ca	35,29	0,88	10,0
—	—	O	35,74	2,23	22,8
H_2O	1,8	OH	1,8	0,11	1,2
		Сумма			42,0

Отсюда формула курскита:

$Ca_{10}P_{4.8}C_{1.2}O_{22.8}F_2(OH)_{1.2}$ или $2,4Ca_3P_2O_8 \cdot CaCO_3 \cdot CaF_2 \cdot 0,6Ca(OH)_2$.

Если рассчитать химический состав минералов из этих округленных формул, то получим следующие величины (табл. 96).

Таблица 96

Химический состав фторапатита, франколита и курскита, вычисленный из их формул (в %)

Минералы	Формула	CaO	P_2O_5	CO_2	CaF_2	$Ca(OH)_2$	$F : P_2O_5$	$CO_2 : P_2O_5$	$CaO : P_2O_5$
Фторапатит	$Ca_{10}P_6O_{24}F_2$	[illegible]	42,23	—	7,74	—	0,09	—	1,28
Франколит	$Ca_{21}P_{5.2}C_{0.6}O_{23.2}F_{1.8}OH$	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	1,52
Курскит	$Ca_{10}P_{4.8}C_{1.2}O_{22.8}F_2(OH)_{1.2}$	47,72	34,52	5,35	7,91	4,00	0,11	0,16	1,63

В этих формулах отношения $F : P_2O_5$ и $CO_2 : P_2O_5$ вполне соответствуют природным фосфатам, анализы которых приведены в табл. 91 и 93.

а отношение $CaO : P_2O_5$ немного выше нормы. Это объясняется тем, что кальций в небольшом количестве может быть замещен на Mg, Na, K, Al, и Fe, которые в формуле не учтены. В свою очередь фосфор или группа PO_4 может быть частично замещена на SiO_4 и SO_4.

Состав природных кристаллов фторапатита также немного отклоняется от теоретического. В них обычно не хватает фтора и часто наблюдается избыток или недостаток кальция.

Неудобство полученных формул состоит в том, что они имеют дробные коэффициенты. Фосфат с целыми коэффициентами, как, например, $Ca_{10}P_5CO_{23}F_3$, если и существует, то должен быть большой редкостью. Однако если принять допущение П. Д. Борнеман-Старынкевича, что фторапатит может образовывать изоморфные смеси с гипотетическим фторкарбонатом $3CaCO_3 \cdot 2Ca(F,OH)_2$, построенным также по типу апатита, то формулы франколита можно изобразить в виде простых целых чисел 3 : 1 и 2 : 1, соответственно, а именно: 3 фторапатита + фторкарбонат = франколит; 2 фторапатита + фторкарбонат = курскит.

Полученные формулы франколита и курскита отражают состав фосфатов кальция, наиболее распространенных в осадочных породах, а следовательно, сравнительно легко образующихся и наиболее устойчивых в осадочной оболочке земной коры.

Если допустить, как это делает А. В. Казаков (1937), что CO_2 в фосфоритах связана с кальцитом, адсорбированным тонкодисперсным фторапатитом, то совершенно невозможно объяснить, как могло удержаться неизменное отношение $CO_2 : P_2O_5$ в фосфоритах, взятых при различных условиях выветривания, в то время как в таких случаях сначала выщелачивается кальцит, а потом фосфат.

Рентгеноструктуру осадочных фосфатов кальция изучали многие исследователи [Соймонова и Слудская, 1937, 1939, 1941; Мак-Коннел (McConnell), 1937, 1938 и др.]. Ими установлена принадлежность осадочных фосфатов кальция к апатиту. Рентгенографический метод оказался еще недостаточно точным для отличия курскита от франколита. Он не в состоянии обнаружить в фосфорите присутствие кальцита, если его содержание в нем ниже 7%. Примесь кальцита в фосфоритах определяется наиболее точно (до 0,1%) методом избирательного растворения в лимоннокислом аммонии, что выяснил еще Риндель (Rindell, 1910) и недавно подтвердил Сильверман (Silverman, 1952). Последний, в частности, определил, что содержание CO_2, связанной в фосфатной молекуле пластовых фосфоритов Скалистых гор в США, колеблется от 1,1 до 2,9%. Эти вариации довольно значительны, но не превышают верхнего предела содержания CO_2 во франколите. Они указывают на распространение в пластовых фосфоритах переходных разностей от франколита к фторапатиту.

Г. Петрография конкреционных фосфоритов

Фосфориты встречаются во всех ярусах морских отложений меловой системы Днепровско-Донецкой впадины. Они образуют слои, часто являющиеся прекрасными маркирующими горизонтами, и нередко представляют практический интерес как полезное ископаемое. Все это заставляет считать фосфориты существенной составной частью осадочных пород, если не по количеству, то по значению.

Излагаемая ниже общая петрография конкреционных фосфоритов основана на изучении фосфоритов не только Днепровско-Донецкой впадины, но и других частей Русской платформы.

Внешний вид фосфоритов весьма разнообразен. По форме они разделяются на два типа — пластовые и конкреционные. Первые уже были

рассмотрены в главе о составе хоперского горизонта, кроме того, в главе о минералогической природе фосфатного вещества, поэтому перейдем сразу к конкреционным фосфоритам.

Цвет фосфоритов изменяется от углисто-черного до белого с желтоватым, буроватым или зеленоватым оттенками. Обычно преобладают темные цвета — буровато-серый или темнобурый. В темные цвета окрашены чаще всего фосфориты, залегающие среди песков и глин, но и мергельно-меловых породах встречаются как темные, так и светлые. Чистый фосфат кальция имеет совершенно белый цвет, а окраска природных фосфоритов зависит от примесей. Важнейшим пигментом является органическое вещество, окрашивающее фосфориты в темные и темнобурые цвета, затем идет темнозеленый, до черного, глауконит, желтые, красные и бурые окислы железа, белый карбонат кальция и светлые песчинки кварца. Цвет фосфоритов зависит от характера и количества этих примесей и их красящей способности.

Форма фосфоритных конкреций большею частью неправильная. Обычно фосфоритные конкреции имеют вид почек или желваков величиною от ореха до кулака (фиг. 12). Реже размеры их варьируют от песчинки до 20—30 см в поперечнике. Величина конкреций не находится в зависимости от их количества, концентрации или содержания P_2O_5. Крупные конкреции — сивяки или толокушки — изредка встречаются в виде одиночных образований в песках, в то время как желваки средних размеров, от 1 до 7 см в диаметре, слагают промышленные слои.

Близлежащие конкреции часто образуют между собою более или менее крупные сростки (см. фиг. 16), которые при дальнейшем развитии превращаются в фосфоритную плиту. Такая плита широко распространена в сеномане северной окраины впадины.

Сеноманский фосфоритный слой наполовину состоит из фосфоритных конкреций, вторую же половину слоя составляет песок. Фосфоритные конкреции имеют, как правило, диаметр более 4 мм. Через сито 4 мм проходит чистый песок, содержащий всего 1% P_2O_5. В некоторых случаях применялось сито 50 мм, но количество оставшихся на нем конкреций было обычно меньше 10% веса всего слоя. В фосфоритных плитах количество песка составляет чаще всего 20—40%, причем почти весь этот песок приурочен к нижней, корневидной части плит.

Поверхность фосфоритных конкреций, не подвергшихся переотложению или окатыванию, всегда шероховатая. Даже на глянцевой поверхности фосфоритной плиты и некоторых желваков встречаются резко выдающиеся бугорки.

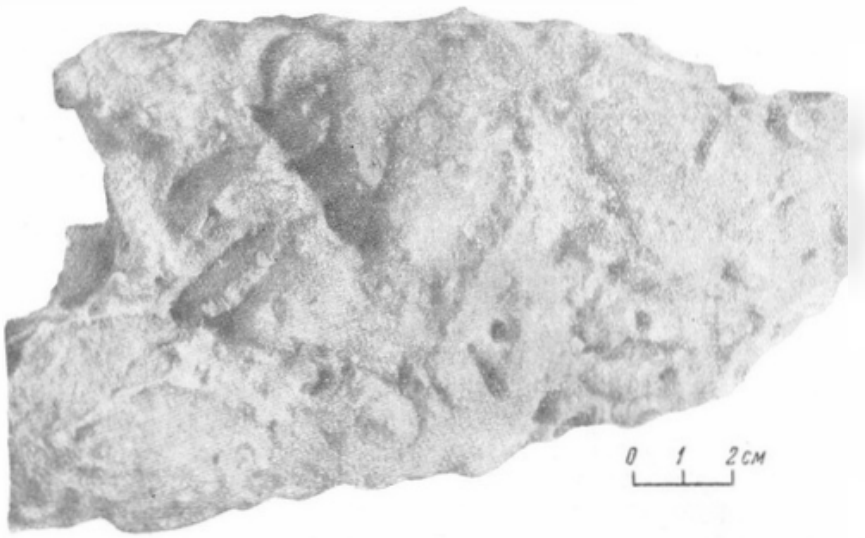
Некоторые грубопесчанистые конкреции (сивяки) имеют снаружи углубления в виде ямок или борозд, напоминающие следы действия сверлящих организмов. На расколе обнаруживается необычная для работы сверлильщиков шероховатая поверхность этих углублений и их продолжение внутрь конкреции в виде слабо сцементированного фосфатом песка. Такое строение фосфоритной конкреции можно объяснить неравномерной избирательной цементацией фосфатом песка, изрытого ходами животных, живущих в песке (фиг. 134). Видимо, фосфат осаждался предпочтительно в участках, более богатых органическим веществом. Следы ходов хорошо видны на верхней и боковых поверхностях конкреций и значительно хуже — на нижней.

Аналогичная, пронизанная ходами или как бы источенная поверхность наблюдается у многих шероховатых фосфоритных конкреций, залегающих в глинах и в мергелях, например, в основании кампанского яруса в Белгороде.

Эти ходы пронизывают всю конкрецию и прослеживаются далее в окружающей породе, где они видны либо непосредственно, либо при помощи

проявления. Стенки ходов в конкрециях не гладкие, а шероховатые. По своей форме и по происхождению они вполне схожи с теми ходами, которые наблюдались в кремнях (см. фиг. 112—118). В фосфоритах они обусловлены неравномерной избирательной фосфатизацией, а в кремневых конкрециях — неравномерным избирательным окремнением ила или породы, изрытой ходами илоядов.

Источенные конкреции, как правило, более или менее окатаны или отшлифованы. Источенность и шлифовка камней в море связаны между собою тем, что камнеточцы живут в мелководной среде. Они поселяются в высверленных углублениях, используя их как убежище от хищников и от истирающего действия галек во время прибоя.



Фиг. 134. Фосфоритная конкреция с бороздами неравномерной фосфатизации ила, изрытого ходами полихет. Сеноман, Курск.

В качестве камнеточцев могли быть моллюски, губки, черви, морские ежи и водоросли. Обломки древесины всегда интенсивно источены теredинами и затем фосфатизованы.

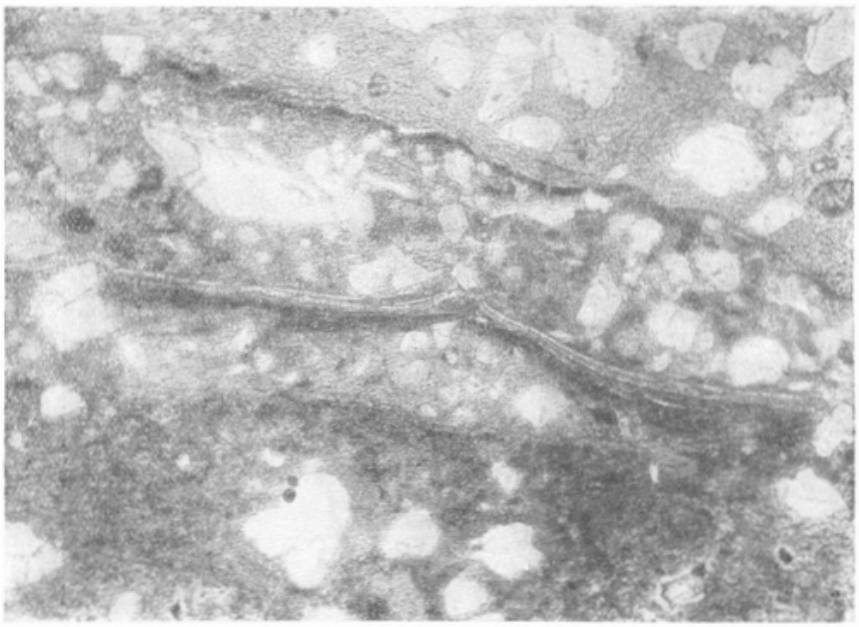
Глянцевая корочка фосфоритов, как уже установлено П. П. Чирвинским (1913) и Я. В. Самойловым (1915), состоит из чередующихся полосок аморфного и радиально-лучистого фосфата кальция. Такая корочка встречается и внутри фосфоритных конкреций, разделяя слои нарастания (фиг. 135). Она имеет некоторое сходство с пустынным загаром. В современных фосфоритах из Калифорнии указывается железисто-марганцевая корочка на частях конкреций, выступающих над уровнем дна. Создается впечатление, что глянцевая корочка на фосфоритах отражает момент остановки или замедления роста конкреции.

Псевдоморфозы замещения курскитом древесины, раковин моллюсков, а также губок и копролитов вполне обычны. Псевдоморфозы выполнения или заполнения также весьма часты — это преимущественно фосфоритные ядра моллюсков и плеченогих, а также ходы теredин.

В фосфоритных слоях распространен только один вид древесины — кипарисовое дерево, *Cupressinoxylon kiprianowi* M e r k. Эта древесина в форме окатанных обломков часто встречается в нижнем сеноманском фосфоритном слое северной и южной окраин Днепровско-Донецкой впадины и Киевского района. По внешнему виду фосфатизованная древесина весьма похожа на свежую деревянную чурку. Однако органиче-

ского вещества она содержит меньше 1%. В шлифе видно великолепно сохранившееся клеточное строение древесины, замещенной курскитом. Часто древесина сильно источена терединами, а образовавшиеся при этом углубления заполнены фосфоритом.

Псевдоморфозы по известковым раковинам моллюсков характерны только для определенных групп этих ископаемых. Случаи замещения кальцитовых раковин устриц, иноцерамов, пектенов или плеченогих чрезвычайно редки и наблюдались только в тех фосфоритах, в которых весь остальной кальцит замещен фосфатом или почему-либо отсутствует.



Фиг. 135. Микрофотография шлифа фосфоритной конкреции; видны слои нарастания фосфорита. Сеноман, Курск. Ув. 65, без анализатора

Раковины брюхоногих, а также некоторых двустворок, как *Arca*, *Cyprina*, *Panopaea*, *Opis*, *Venus* и *Nucula*, либо замещены курскитом и в таком виде сохранены, либо от них остались лишь отпечатки или ядра. Такое избирательное превращение этих раковин может объясняться тремя причинами, содействующими фосфатизации:

1) составом раковин гастропод и некоторых двустворок (*Arca* и др.) из арагонита и отчасти из натерита [Мейер и Вейнек (Mayer u. Weinock), 1932] — карбонатов нестойких и поэтому легко замещающихся;

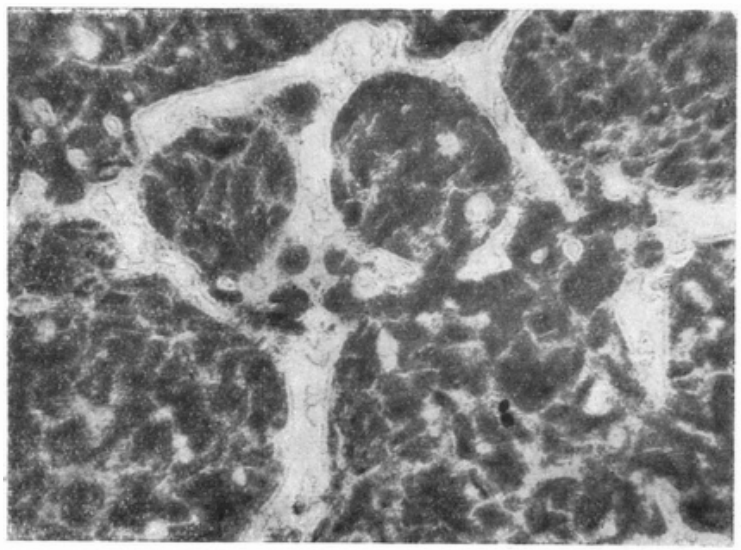
2) примесью в составе раковин органического вещества, разложение которого содействует фосфатизации, и

3) пичтожной величиной и, соответственно, малой стойкостью кристалликов карбоната кальция, из которого сложена раковина.

Из этих трех причин существенны первые две; что же касается третьей, то она, повидимому, имеет второстепенное значение. В фосфатизованных раковинах кристаллики курскита обычно имеют изометричную округлую форму, но некоторые из них повторяют строение ранее располагавшихся здесь кристалликов кальцита.

Фосфатизация губок весьма своеобразна. Все фосфатизованные губки относятся к подклассу кремневых, среди которых встречаются шести- или трехлучевые, четырехлученые и литистиды, или каменистые, за исключением однолучевых. Живые кремневые губки состоят из слизистой

массы, роговой (спонгиновой) или кремнероговой основы и опаловых спикул. После смерти губки ее слизистая масса, в том числе и клетки, бесследно разлагаются, роговая или кремнероговая основа замещается фосфатом, а кремневые спикулы обычно целиком растворяются, и в фосфоритных слоях мы, как правило, их не находим. Однако до своего растворения некоторые спикулы успевают покрыться оболочкой радиально-лучистого фосфата, который и сохраняет их форму, например в грушевидных губках из родов Crea и Сифония. В других случаях спикулы губок были растворены раньше выделения радиально-лучистого курскита. Последний выстилает стенки пор от растворившихся спикул губок (фиг. 136).



Фиг. 136. Микрофотография шлифа фосфорита с порами от растворенных спикул губок; стенки пор выстланы радиально-лучистым курскитом. Основание кампана, Трубчевск. Ув. 100, без анализатора

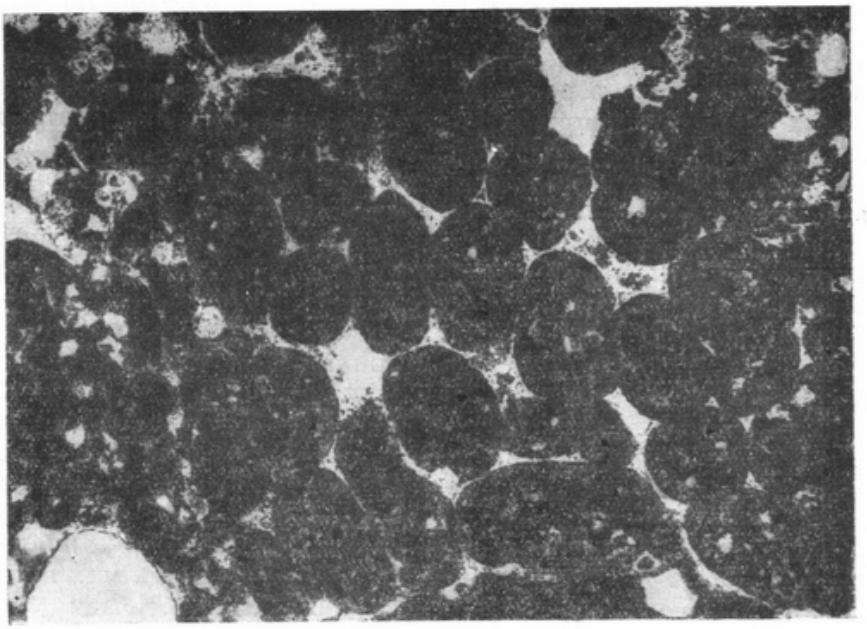
Еще до растворения спикул их осевой канал иногда заполняется глауконитом, аморфным фосфатом, опалом или глиной. Такие псевдоморфозы выполнения встречаются довольно часто.

Нами было просмотрено около 40 шлифов фосфатизованных губок, но ни в одном случае с достаточной определенностью не наблюдалось замещения опаловых спикул фосфатом, так же, как не приходилось видеть замещения их кварцем или халцедоном. Следовательно, процесс окаменения губок не является простым замещением их фосфатом или кремнеземом.

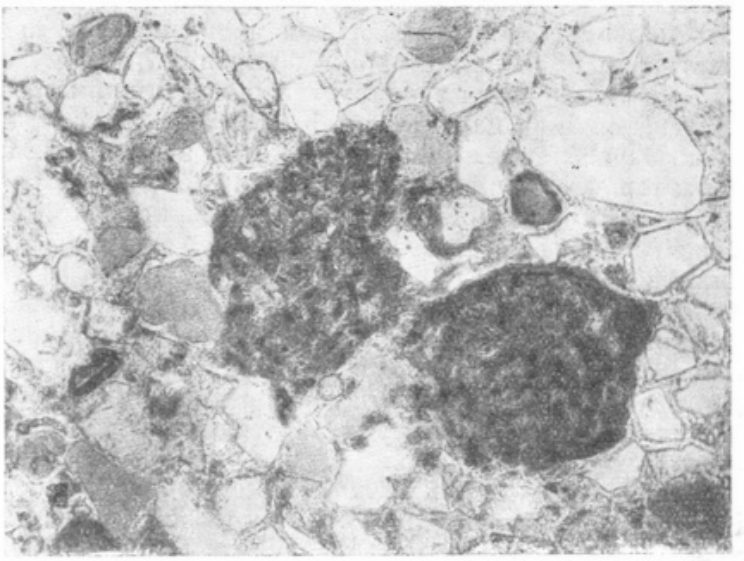
У станицы Голубинской на Дону в основании сантона встречаются фосфатизованные губки из рода *Ventriculites*. В шлифе этих губок под микроскопом видна фосфатно-мергелистая масса с редко рассеянными раковинами форминифер. Каналы некоторых спикул заполнены фосфатом, сами спикулы потом были растворены, вследствие чего их псевдоморфозы по каналу, оставшись без опоры, сместились из центрального положения, затем поры от растворившихся спикул губок были снова выполнены опалом (см. фиг. 51).

Фосфатизованные копролиты ихтиозавров известны очень давно, хотя и встречаются редко. Гораздо более обычны мелкие копролиты, имеющие 0,2—1,0 мм в диаметре. Форма их чаще всего эллипсоидальная или овоидная (фиг. 15 и 137), реже — шаровидная, иногда неправильная

(фиг. 138). Цвет копролитов желтый, до темносерого или бурого. В шлифе видно, что они состоят из аморфного курскита с густыми хлопьями



Фиг. 137. Микрофотография шлифа копролитового фосфорита; некоторые копролиты сдавлены. Сеноман, Брянск.
Ув. 25, без анализатора



Фиг. 138. Микрофотография шлифа песчанистого фосфорита с двумя копролитами неправильной формы. Сеноман, нижний фосфоритный горизонт, с. Подбужье Брянской обл.
Ув. 80, без анализатора

органического вещества и, иногда, гидроокисей железа, с вкраплениями пылеватых зерен кварца, глауконита и, реже, пирита. Некоторые зерна с поверхности более или менее глауконитизированы.

Отличие копролитов от фосфоритных песчинок механического происхождения состоит в том, что последние у своей поверхности обычно заключают полусферы зерен кварца, глауконита или других органических или минеральных частиц, вторая половина которых истерта при окатывании. Второе отличие состоит в том, что копролиты иногда носят следы вдавливания соседних зерен. Эти признаки присутствуют не всегда, и в таких случаях копролиты трудно отличимы от фосфатных песчинок.

Копролиты встречаются как внутри фосфоритных конкреций, так и отдельно, рассеянные в песках, глинах или мергелях. Многие из них оказались довольно прочными и не носят следов отпечатков песчинок или соседних копролитов, другие деформированы только слегка, третьи изменены настолько, что уже трудно признать их копролитовую природу.

Современные фекальные зерна в морских илах (см. фиг. 97) наиболее подробно описаны Х. Б. Муром в сборнике «Recent marine sediments» (1939). По поводу ооидных зерен он говорит, что они могут принадлежать очень многим видам донных животных из типов червей, моллюсков или класса голотурий. Скульптурные копролиты, допускающие видовое определение, в фосфоритах не встречались. Копролиты из егорьевских и актюбинских фосфоритов описаны мною ранее (Бушинский, 1938).

Наконец, следует отметить присутствие в фосфоритах мельчайших цепочек, которые многие исследователи считают бактериями. Такие бактерии часто встречаются в сеноманских фосфоритах, особенно много их в копролитах.

Псевдоморфозы выполнения, кроме своей формы, ничем существенным не отличаются от фосфоритных конкреций.

Фосфоритные конкреции часто более или менее однородны, но у многих из них различаются слои нарастания (см. фиг. 135). Таких слоев иногда насчитывается до 10 и более. Они никогда не образуют правильных концентрических колец, а скорее имеют вид наплывов или неправильных наростов, часто только с одной стороны конкреции.

Толщина слоев нарастания варьирует от долей миллиметра до 1—2 см. Различия между слоями нарастания бывают то очень отчетливые, то совершенно незначительные. Они выражены в неодинаковом характере фосфата и в разнородности примесей — различной крупности зерен кварца и глауконита, иными количественными соотношениями или разным обликом этих зерен, а также в особенностях состава органических остатков и степени их фосфатизации.

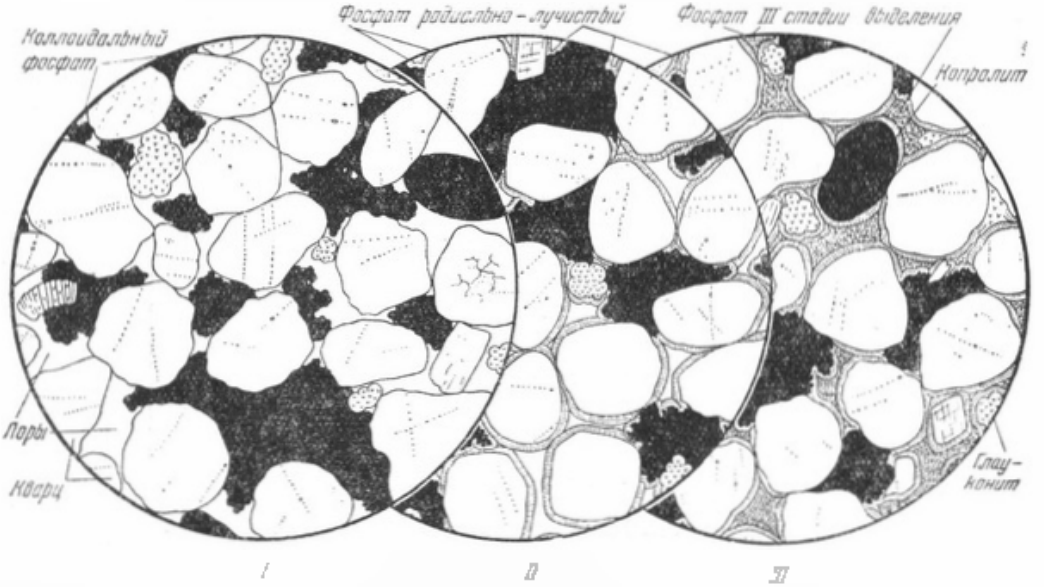
Граница между слоями нарастания обычно резкая. Чаще она выражена в виде полоски аморфного фосфата, цвет которой темнее остальной фосфатной массы (см. фиг. 135). Эта полоска тождественна с «поливой», или глянцевой корочкой поверхности фосфоритной плиты или некоторых фосфоритных желваков. Иногда слои нарастания столь однородны, что они различаются только по разделяющим их полоскам. Бывают случаи, когда эти полоски выражены слабо или совсем не заметны.

Слои нарастания показывают, что рост фосфоритных конкреций происходил с перерывами во времени, сопровождавшимися взмучиванием и пересортировкой вмещающего их ила или песка, их перемещением, а иногда и окатыванием. В последнем случае на поверхностях слоев нарастания остаются полусферы более или менее срезанных шлифовкой зерен кварца и глауконита, или неполные органические остатки. Такие явления часто наблюдаются в фосфоритах верхней части сеноманской фосфоритной плиты и покрывающего ее песка и песчанистого мела.

В песчанистых фосфоритах цеполной цементации, т. е. с видимыми под микроскопом порами, различаются фосфаты двух, а иногда и трех

стадии выделения. Фосфат первой стадии выделения представляет собой аморфный или коллоидальный курскит. Он в виде неправильных гроздевидных масс расположен в порах между силикатными песчинками или копролитовыми зернами (фиг. 13, 14 и 139, *I*). Обычно он только частично заполняет эти поры, но местами образует сплошные скопления 2—5 мм в поперечнике, содержащие лишь незначительную примесь песка.

Радиально-лучистый курскит — фосфат второй стадии выделения. Тонкой корочкой он покрывает стенки пор, оставшихся после образования аморфного курскита (фиг. 13,14 и 139, *II —III*). Толщина этой корочки варьирует у разных фосфоритов от 0,01 до 0,04 мм и соответствует длине слагающих ее кристалликов. Ширина или толщина последних в 2—5 раз



Фиг. 139. Микрозарисовки шлифов песчанистого фосфорита, показывающие фосфаты разных стадий выделения. Фосфат первой стадии выделения — коллоидальный или аморфный гроздевидный курскит (черное, *I —III*); фосфат второй стадии выделения — радиально-лучистый курскит, выстилающий стенки пор в фосфорите (*II—III*), фосфат третьей стадии выделения выполняет оставшиеся поры в фосфорите (*III*). Ув. 50, без анализатора

меньше длины. Призмочки курскита неправильные и образуют лучистые или сноповидные агрегаты, похожие на халцедон.

В толстых корочках радиально-лучистого курскита заметно зональное или агатовое их строение, образованное тончайшими параллельными полосками темного или желтого цвета (фиг. 140).

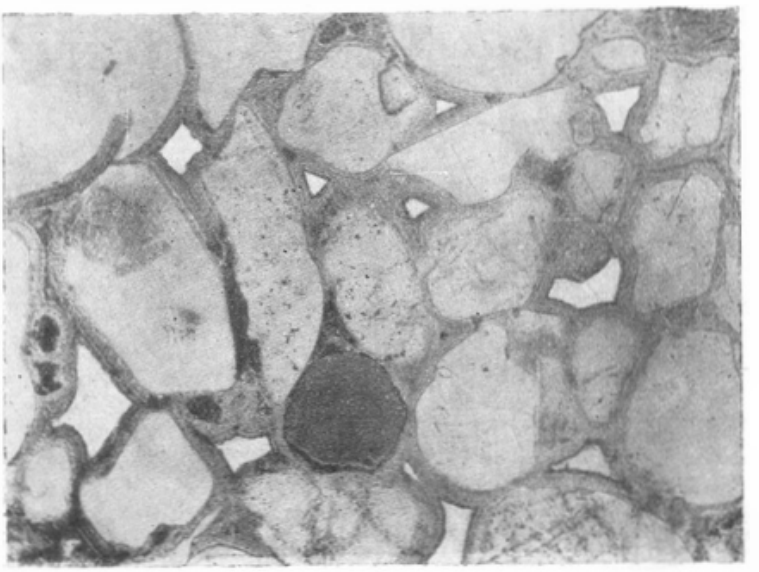
Образованием этих двух выделений фосфатов обычно и заканчивается формирование фосфоритной конкреции, но в некоторых случаях наблюдается заполнение оставшихся в ней пор фосфатом третьей стадии выделения (фиг. 139, *III*). Этот фосфат имеет светлый цвет и состоит из мельчайших кристалликов курскита размером около 1 μ.

Слои нарастания фосфорита и фосфаты разных стадий выделения наблюдались почти во всех песчанистых фосфоритах Русской платформы. Фосфат первой стадии выделения кристаллизовался между песчинками среди илистой массы, изобилующей центрами кристаллизации, и поэтому не мог дать достаточно крупных, видимых под микроскопом кристалликов. Фосфат второй стадии выделения — радиально-лучистый курскит — выделился в порах и поэтому его кристаллики имели возможность разрастаться в более крупные. Что касается фосфата третьей стадии выделения,

то он наблюдался только в фосфоритных гальках. Отсюда можно сделать заключение, что он образовался в тех случаях, когда, вследствие размыва, фосфориты оказывались в верхней зоне ила.

Структуры срастания показывают, что выделение гроздевидного и радиально-лучистого курскита происходило обычно до появления очередного слоя нарастания. В некоторых случаях нарастание новых слоев происходило на фосфоритах с одним гроздевидным курскитом.

Фосфориты полной цементации не имели первичных пор, поэтому в них не мог образоваться ни радиально-лучистый курскит, ни фосфат третьей стадии выделения. Тип цементации у этих фосфатов — базальный.



Фиг. 140. Зональное или агатовое строение корочки радиально-лучистого курскита, покрывающей стенки пор в песчанистом фосфорите. Сеноман, Курск.
Ув. 75, без анализатора

Большинство их относится к глинистому классу, но некоторые из них содержат так много песка (до 40%), что не без основания считаются песчанистыми, хотя генетически, по присутствию курскита только первой стадии выделения, они стоят ближе к глинистым. В делении по типу цементации имеются два неудобства: 1) в одной конкреции часто встречаются участки полной и неполной цементации и 2) фосфатизованные копролиты и фосфатные оолиты в таком случае приравниваются к песчинкам.

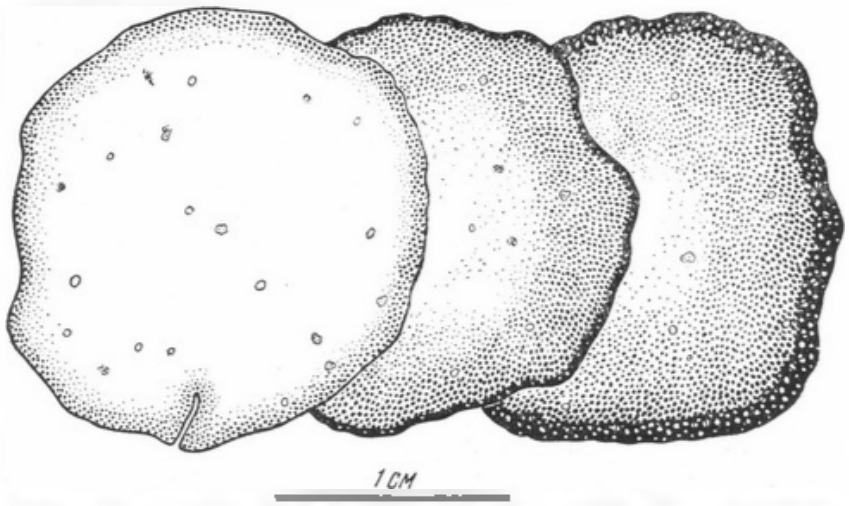
Среди конкреций полной цементации выделяются фосфориты метасоматического происхождения. Они образовались путем замещения известковых частиц фосфатом. В шлифе можно видеть все стадии этого процесса. Многие фосфоритные конкреции внутри светлые известковистые, а снаружи — темные бескарбонатные. Во внутренней части конкреции видно небольшое количество тонкорассеянного курскита, кальцитовые раковины фораминифер, призмы иноцерамов, обломки двустворок и тонкая карбонатная масса, состоящая преимущественно из кокколитов. Полости фораминифер обычно заполнены чистым курскитом.

По направлению от центра конкреции к ее периферии сначала исчезает тонкая карбонатная масса, замещаемая курскитом, затем появляются фосфатизованные раковины фораминифер и, наконец, во внешней части конкреции все раковины фораминифер и обломки двустворок фосфатизованы полностью и кальцит отсутствует (фиг. 141). Отсюда следует,

что фосфатизация конкреции шла от периферии к центру и что при этом сначала замещались фосфатом тонкие, менее стойкие кальцитовые частицы, а потом уже более грубые.

В одних конкрециях процесс фосфатизации только начался, в других можно видеть первую стадию его уже завершенной, а в третьих все карбонатные частицы полностью фосфатизованы.

Фосфориты, в которых все скелеты известковых раковин фосфатизованы, слагают верхнюю часть сеноманской фосфоритной плиты и туронский фосфоритный слой в истоках р. Оки. В песчанистом мелу и в мергелях рассеяны фосфориты с частично фосфатизованными раковинами известковых организмов.



Фиг. 141. Разрезы трех фосфоритовых конкреций, показывающие стадии замещения известкового ила или мела курскитом; светлое — мел, темное — курскит

Одним из характерных, хотя и не вполне надежных признаков фосфатизованного мела является недостаточно плотное, но в то же время весьма тонкое строение фосфатной массы. Вследствие этого она при проварке в канадском бальзаме не пропитывается им и в шлифах под микроскопом в проходящем свете не прозрачна и кажется черной, хотя цвет ее белый, до серого. На этом черном фоне видна сетка тонких светлых, неправильно пересекающихся линий. Она повторяет ту трещиноватость, которая образовалась в шлифе при его изготовлении. По этим трещинам фосфат пропитался канадским бальзамом или канифолью и поэтому дал сетку светлых линий. В качестве примесей в фосфоритах присутствуют в основном такие же минералы и органические остатки, какие слагают окружающую породу. Из терригенных минералов преобладает обломочный кварц, реже встречаются полевые шпаты, различные акцессорные минералы, каолинит (редко) и гидрослюды. Органические остатки представлены раковинами форминифер и кокколитами, реже встречаются отпечатки спикул губок и псевдоморфозы по радиоляриям, диатомеям и копролитам.

Аутигенных минералов встречается немного — глауконит, пирит и органическое вещество. Форма глауконита почковидная, цвет зеленый, размеры обычно около 0,1 мм. Редко встречается спайный и пигментный глауконит.

Пирит находится обычно в форме наростов на фосфоритных желваках и на корнях фосфоритной плиты. Иногда он проникает и внутрь фосфоритных желваков. На выходах пирит окислен до бурого железняка.

Органическое вещество в фосфоритах содержится главным образом в форме гумуса, который легко растворяется в щелочах. Фракция меньше 0,01 мм нерастворимого остатка сеноманских фосфоритов состоит в значительной мере из органического вещества, образующего объемистую массу. В. А. Каларинова (1939) определила, что в органическом веществе актюбинских, егорьевских и вятских фосфоритов углерод составляет около 50%. Следовательно, умножая процент углерода в фосфорите на два, получим представление о содержании органического вещества. Его содержание в сеноманских фосфоритах составляет в среднем около 1%. Если же пересчитать это органическое вещество на первичный илистый песок, то получим около 2%. Следовательно, сеноманские фосфориты отлагались в песке, довольно богатом органическим веществом.

Д. Происхождение фосфоритов

Как уже доказано А. Д. Архангельским (1912, 1922, 1926, 1927$_1$, 1930), все фосфориты Русской платформы, в том числе и фосфориты Днепровско-Донецкой впадины, образовались в морях нормальной солености.

Наши данные полностью подтверждают этот его вывод. Однако далеко не все отложения морей нормальной солености содержат фосфориты. Чтобы выяснить эти и другие особенности накопления фосфоритов, необходимо рассмотреть следующие вопросы:

1. Растворимость фосфатов кальция в воде.
2. Условия концентрации фосфатов в морских водах.
3. Осаждение фосфатов, фосфатизация и дефосфатизация.

По вопросу о растворимости фосфата кальция в морской воде нет опубликованных данных, имеется лишь краткое сообщение Н. В. Ваттенберга о том, что фосфаты в заметном количестве выпадают из морской воды с концентрацией 114 мг P_2O_5 в 1 м^3 воды. Эта цифра, очевидно, занижена, так как во всех глубинных водах содержание P_2O_5 превышает указанную концентрацию, а фосфаты там не осаждаются.

А. П. Вишняков определил растворимость вятского фосфорита в растворе HCl+NaOH, при pH 7,56, в количестве 1,56 мг/л P_2O_5, а в растворе гумата, при pH 7,38 — в количестве 0,53 мг/л P_2O_5. П. П. Астапин нашел, что процесс окостенения (образования гидроксилапатита) лучше всего происходит при pH 7,25—7,35. А. В. Казаков (1937, 1939, 1950) определил, что растворимость фторапатита в дистиллированной воде составляет 50—100 мг P_2O_5 в 1 м^3 воды при pH 8,0 ± 0,5.

Многие почвоведы определяли растворимость фосфатов почв, но полученные ими результаты весьма разноречивы и пользоваться ими трудно. Указывается, что фосфаты карбонатных почв имеют минимум растворимости при pH 8,0—8,5 и что как при более низких, так и при более высоких значениях pH растворимость фосфатов кальция в почвах значительно повышается.

Наконец, как и в случае с кремнеземом, для суждения о растворимости фосфатов можно пользоваться принципом максимальных их концентраций в морских водах. Очевидно, что известные максимальные концентрации растворенных фосфатов в морях, при определенных pH, будут либо ниже, либо равны растворимости курскита или франколита. При этом не следует упускать из вида способность фосфатов к пересыщению растворов, столь характерную и для других трудно растворимых веществ.

Наиболее высокие концентрации растворенных фосфатов — около 600—1000 мг P_2O_5 в 1 м^3 воды — известны в норвежских фиордах, в водах Черного моря и в грунтовых растворах Каспия. Значения pH этих вод равны 7,4—8,2. Фосфориты в этих местах отсутствуют. Следовательно,

концентрации 600—1000 мг P_2O_5 в 1 м³ воды недостаточны для осаждения фосфатов кальция из растворов.

Отсюда в первом приближении можно считать, что для осаждения фосфатов из морской воды необходимы концентрации P_2O_5 порядка 1000 мг в 1м³ воды. Наряду с увеличением в морях концентраций фосфатов неизменно возрастает содержание CO_2, но учесть количественно ее влияние на равновесие фосфатных растворов пока невозможно.

Концентрация растворенных фосфатов в океанских придонных водах области восходящего течения у Калифорнии, где происходит образование фосфоритов в настоящее время, составляет 150—200 мг P_2O_5 в 1 м³ воды при pH около 8,0. Как видно эти концентрации не выше тех, которые широко распространены в придонных водах почти всех морей и океанов земного шара. Это лишний раз подтверждает ранее высказанное предположение (Бушинский, 1938), что фосфаты выпадают в осадок из раствора не морской, а иловой воды. К сожалению, концентрации фосфатов в иловых водах, где образуются фосфориты, еще никем не определялись.

Условия концентрации растворенных фосфатов в морских водах в настоящее время известны довольно хорошо (Брусевич, 1937, 1941, 1947; Книпович, 1938; Харвей, 1933; Свердруп, 1942; Уда, 1935). Фосфор — весьма важный и притом дефицитный биогенный элемент. В зоне массового развития планктона в морях (на глубине от 0 до 50 м) фосфаты почти целиком усваиваются организмами. Отмирая и падая ко дну, эти организмы механически уносят фосфор в более глубокие слои воды. Главная масса отмершего планктона разлагается и освобождает свой фосфор в первые же 12 часов, остальная часть разлагается в течение недели или месяца (Скопинцев, 1949). Таким образом, растворенные фосфаты постепенно концентрируются в глубоких слоях вод (фиг. 142). Эта концентрация нарушается вертикальной циркуляцией вод и диффузией ионов, вследствие чего часть фосфатов снова выносится в поверхностные слои воды. Следовательно, чем меньше вертикальная циркуляция вод в бассейне и чем больше в нем планктона, тем концентрации фосфатов на глубинах будет выше. Действительно, в полярных морях, благодаря хорошей вертикальной циркуляции, фосфаты распределены сравнительно равномерно во всей толще воды. В морях теплых и умеренных зон наблюдается значительная стратификация фосфатов — верхние слои воды обычно содержат 10—50 мг P_2O_5 в 1 м³ воды, а нижние — 150—175 мг. Еще более высокие концентрации фосфатов на глубине наблюдаются в бассейнах с сероводородным заражением, где вертикальная циркуляция совершенно ничтожна. Так, например, в сероводородной зоне норвежских фиордов и Черного моря содержание P_2O_5 достигает 600—700 мг/м³. Так как в сероводородных бассейнах фосфориты неизвестны, то мы их рассматривать не будем.

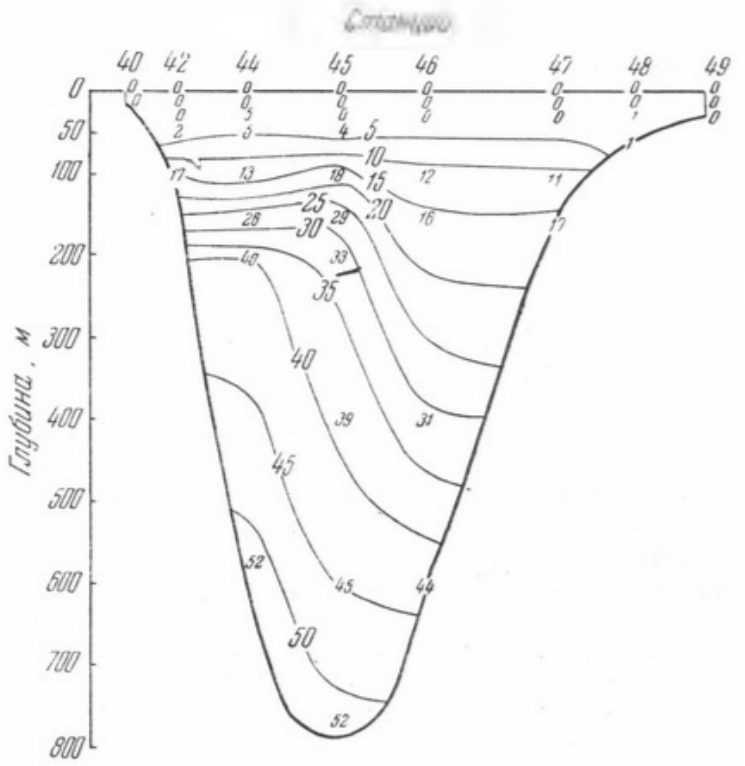
Повышение концентрации растворенных фосфатов наблюдается также в областях восходящих течений. Благодаря обилию приносимых из глубин фосфатов в таких местах развиваются необычайно большие количества планктона и, соответственно, — нектона. Это явление отмечают все исследователи моря. Наряду с массовым развитием организмов их естественное отмирание также происходит в огромных размерах. Отмершие организмы, падая ко дну и разлагаясь, освобождают свой фосфор и таким образом значительно увеличивают и без того высокую концентрацию фосфатов в глубинах. Так, например, концентрации P_2O_5 до 300 мг/м³ наблюдаются на Тихоокеанском берегу Канады, у зунда Шутка, и у острова Хонсю.

Воды восходящих течений могут попадать в проливы и обогащать их фосфатами. К таким проливам, видимо, принадлежит Сето Найкай, или Внутреннее море Японии (Уда, 1935). Изучение таких проливов для нас

представляет особенный интерес, так как наши мезозойские, да и многие другие фосфатные моря были тоже проливами, хотя и значительно больших размеров.

В глубоких эстуариях рек, где циркуляция придонных вод слабая (вверху легкая солоноватая, внизу тяжелая соленая вода), также наблюдаются высокие концентрации фосфатов.

Таким образом, условия образования высоких концентраций фосфатов в морских водах довольно разнообразны, однако еще неизвестно такое место, где бы содержание P_2O_5 превышало 1000 мг в 1 м³ воды. Только



Фиг. 142. Распределение растворенных фосфатов в водах Каспийского моря (сентябрь 1934 г.), по С. В. Бруевичу (1937). Изолинии показывают содержание Р в мг/м³

в водах северной части Тихого океана указываются (Уда, 1935) концентрации 1000 мг P_2O_5 в 1 м³. Грунты здесь не изучались, а сами определения фосфатов нуждаются в подтверждении.

Самые высокие концентрации растворенных фосфатов найдены в грунтовых растворах. Они в десятки и даже в сотни раз превышают концентрацию P_2O_5 в морских водах и, по данным С. В. Бруевича и Е. Г. Виноградовой (1947), достигают нескольких сотен и даже тысяч мг/м³. Средние величины содержания фосфатного Р в различных грунтах Каспийского моря варьируют, по данным С. В. Бруевича и Е. Г. Виноградовой, от 0,02 до 1,1 мг/л, при pH от 7,4 до 7,7. Малые концентрации наблюдаются в песках и ракуше, а наиболее высокие — в илах, особенно в мелководных илистых грунтах.

Из всего этого следует, что наиболее высокие концентрации фосфатов образуются в грунтовых растворах и поэтому в них нужно искать разрешения вопроса фосфоритообразования. Это заключение подтверждается и петрографическими данными, согласно которым фосфориты формируются в илах.

Данные С. В. Бруевича и Е. Г. Виноградовой (1947) о составе грунтовых растворов — пока единственные в мировой литературе, поэтому предположения о концентрациях фосфатов в илах других морей можно обосновать только общими соображениями.

Высоких концентраций фосфатов в грунтовых растворах можно ожидать там, где происходит быстрое разложение больших количеств органических веществ, способное давать и, несмотря на диффузию ионов, удерживать эти высокие концентрации в течение продолжительного времени. За немногими исключениями, это трудно допустить на больших глубинах, так как отмерший планктон в большей своей части разлагается не доходя до глубины 400—500 м.

Вряд ли высокие концентрации фосфатов в грунтовых растворах могут быть широко распространены и в мелководье, с глубинами меньше 30 или 50 м, где, вследствие энергичного движения воды волнением, значительная часть органических веществ разлагается во взвешенном состоянии, опять не достигая дна. Кроме того, на этих глубинах верхняя часть грунта промывается свежей водой путем взмучивания.

Следовательно, представляется наиболее вероятным, что быстрое разложение больших масс органических веществ на дне морей происходит на глубинах 50—400 м. Эти места не будут полностью совпадать с районами высоких концентраций углерода, так как в илах обычно накапливаются трудно разлагаемые органические вещества.

Далее, вполне естественно предполагать, что в районах, богатых планктоном, будет падать на дно соответственно большее количество его отмерших остатков. Повышенные концентрации растворенных фосфатов в поверхностных водах морей существенно влияют на массовое развитие планктона, а следовательно, и на образование высоких концентраций фосфатов в иловых водах.

Планктон пышно развивается вблизи устьев рек и в областях восходящих течений или там, где воды восходящих течений вливаются в проливы, пересекающие континентальные массивы или другие области. Вследствие обилия разлагающихся органических остатков придонные воды таких областей имеют повышенное содержание фосфатов и CO_2 и, соответственно, пониженные pH. Организмы с известковой раковиной развиваются в них плохо, а колониальные кораллы и рифовые известковые водоросли, как правило, отсутствуют. В ископаемом состоянии такие осадки создают впечатление безжизненности морей. Подобные условия как раз благоприятны для образования фосфоритов.

Углубления, или западины, среди мелких морей представляют собой ловушки для накопления органических веществ. В грунтовых растворах таких мест также можно ожидать наличия повышенных концентраций фосфатов.

Геологические и петрографические данные о происхождении фосфоритов позволяют разрешить вопрос о времени их образования относительно вмещающей породы, об общих условиях их накопления и о дальнейших их превращениях в процессе диагенеза и эпигенеза.

Конкреционные фосфориты образовались в илу на дне моря в процессе раннего диагенеза. В пользу этого заключения говорит ряд фактов. Во-первых, псевдоморфозы фосфоритов по губкам и по моллюскам сохраняют натуральную форму их скелетов или раковин, в то время как такие же раковины и губки в мелу и глинах обычно раздавлены или сплющены. Во-вторых, многие шероховатые фосфоритные конкреции в сеноманском известковистом песке или в песчанистом мелу имеют наросшие на них устрицы. Эти конкреции образовались путем замещения известкового ила, затем, в том же сеноманском море, покров ила был с них снят и

они обросли устрицами. Такой размыв мог произойти в результате шторма, а отложенные потом новые слои ила были перемешаны илоядами настолько, что в мелу не сохранилось и следов какого-либо размыва или слоистости. В-третьих, фосфатизация древесины произошла до ее обугливания, что могло быть вскоре после ее погребения, т. е. в верхней зоне ила. В-четвертых, примерно одинаковые отношения глауконита и терригенного кварца в фосфоритах и во вмещающих их породах позволяют считать, что образование глауконита закончилось до цементации его фосфатом. Наконец, в-пятых, нахождение современных фосфоритов на дне Атлантического и Тихого океанов позволяет предполагать, что и ископаемые фосфориты образовались на дне морей.

Раз доказано, что фосфориты или фосфоритные слои образовались на дне морей, то, следовательно, и заключенная в них фауна жила одновременно или почти одновременно с формированием этих фосфоритов.

В фосфоритных слоях встречаются остатки донных, планктонных и свободно плавающих морских организмов. Из группы донных животных сохранились псевдоморфозы кремневых и кремнероговых губок, раковины устриц, иноцерамов, пектенов и других двустворок, а также плеченогие, фораминиферы и копролиты червей. Кокколиты, радиолярии и диатомеи являются представителями планктона. Остатки нектона менее обильны. Из них следует назвать рептилий и рыб в виде костей, зубов и чешуи, головоногих моллюсков в форме раковин аммонитов и ростров белемнитов.

Все эти органические остатки, особенно плеченогие, головоногие, радиолярии и кокколиты, указывают на то, что фосфориты образовались в морях нормальной солености. Обильная донная фауна могла существовать только в условиях кислородной среды. Грубый облик раковин устриц, следы слабой окатанности некоторых их створок, а также фосфоритов, иногда только с одной их стороны, позволяют сделать заключение о значительной подвижности вод в областях сеноманского фосфатонакопления. Так, створки *Ostrea nikitini* Arkh. в сеноманском фосфоритном слое имеют толщину 2—3 мм, а в мелу 1—2 мм, створки *Exogyra conica* Sow., встречаемые в мелу, также значительно тоньше, чем в фосфоритных слоях. Отсюда очевидно, что наибольшее фосфоритонакопление происходило в мелких участках морей, до дна которых волнение достигало слабо, т. е. на участках с глубинами 50—200 м. На таких глубинах накопилась наибольшая масса коренных фосфоритов. Последние в незначительном количестве встречаются среди галечников, т. е. вблизи берега, их максимум приходится на глубину порядка 100 м, а глубже, т. е. в песчанистом мелу и в мергелях, их содержание снова уменьшается, а в еще более глубоких частях бассейна (в чистом пишущем мелу) они совершенно отсутствуют.

Сеноманский фосфоритный бассейн представлял собою мелкий плоский пролив, по своей небольшой глубине похожий на Азовское море, но несколько глубже его. На всей площади этого огромного пролива происходило фосфоритообразование. Богатые растворенными фосфатами воды приносились течением с запада. Следы течения такого направления оставили косую слоистость типа потока, наблюдавшуюся в Подмосковной котловине и в Хоперском районе. Пышно развившийся планктон непрерывно давал обильные органические осадки, которые, разлагаясь, выделяли в грунтовые растворы значительные массы фосфатов. Часть этих фосфатов диффундировала обратно в воду, часть осаждалась в виде фосфоритов, то в форме гроздевидного коллоидального фосфата между песчинками или в виде целых конкреций, то путем замещения древесины, кремнероговой массы губок, известковых скелетов различных организмов или замещая целые участки известкового ила и копрогенные скопления органических масс.

Фосфориты более высоких ярусов мела не имеют такого сплошного распространения, как сеноманские. Они обычно приурочены к границам ярусов, к моментам обмеления бассейна, приостановки осадочного процесса или к перерывам в накоплении осадков. Вследствие общего вертикального колебания всей впадины обмеление больше ощущалось на ее окраинах и мало заметно, или совсем не оставило следов, в ее центральных частях. Поэтому и фосфориты больше приурочены к окраинам впадины, а к ее середине, т. е. в сторону глубокого моря, выклиниваются. Все эти фосфоритные конкреции образовались путем замещения мела, при этом в сторону глубокого моря фосфатизация постепенно ослабевала.

Особняком стоят х о п е р с к и е ф о с ф о р и т ы. Они образовались в заливах или в углублениях среди мелкого моря.

А. Д. Архангельский (1930) полагает, что вольские фосфориты хоперского горизонта образовались путем фосфатизации опоки или трепела. Мною просмотрено несколько десятков шлифов фосфоритов из Вольска и из бассейна Хопра, но нигде признаков такого процесса не обнаружено.

Посмотри на внешнее сходство с мелом, фосфориты при микроскопическом изучении также не обнаруживают никаких следов фосфатизации известковых частиц. Все остатки раковин моллюсков и форминифер находятся только в форме отпечатков или ядер, а псевдоморфоз их замещения не найдено. Вероятно, здесь фосфаты осаждались из растворов морской воды и принесены, так же как и сопутствующее им железо, с близлежащей суши.

Верхнемеловые фосфориты образовались в первые стадии раннего диагенеза и в последующем не претерпели сколько-нибудь существенных изменений. Но этого нельзя сказать о нижнемеловых фосфоритах Поволжья. Они подверглись интенсивной дефосфатизации — замещению фосфата кальцитом (Бушинский, 1941). Эти фосфориты имеют строение, обычное для песчанистых разностей, т. е. в них сначала выделился коллоидальный, а затем по стенкам пор — радиально-лучистый курскит. После этого произошло растворение опаловых спикул губок и раковин радиолярий. Затем пустоты, оставшиеся от неполной цементации фосфатом и получившиеся в результате растворения скелетов кремневых организмов, были заполнены пойкилитовым кальцитом. При этом происходило не только пассивное заполнение пор, но в большей или меньшей степени и замещение крупнокристаллическим кальцитом сначала аморфного, а потом, местами, и радиально-лучистого курскита.

Этот процесс не случайный или единичный. Он прослежен на десятках шлифов фосфоритов из Сызрани, Ульяновска, Чувашии и Кинешмы, принадлежащих верхневолжскому ярусу и валанжину. Не менее интересны известняки и мергели, вмещающие кальцитизированные фосфориты. Кальцит в этих известняках и мергелях имеет такой же облик, как и в фосфоритах, — это крупные, часто пойкилитовые кристаллы. Это наводит на мысль об общности их генезиса, т. е. о том, что карбонат валанжинских и верхневолжских известняков и мергелей диагенетический, возникший после образования фосфоритных конкреций.

Наряду с кальцитизацией происходила и пиритизация фосфоритов. Пирит частью заполняет поры в фосфорите, замещает аморфный и, реже, радиально-лучистый фосфат и глауконит.

Таким образом, выясняется такая последовательность выделения минералов и ила на дне моря в процессе фосфоритообразования: сначала накапливаются терригенный материал и органические остатки, затем образуются зерна глауконита, потом все это в отдельных участках — конкрециях — цементируется аморфным курскитом. После этого стенки оставшихся в фосфоритах пор покрываются радиально-лучистым курскитом, а вслед за образованием радиально-лучистого курскита

происходит выделение пирита или марказита и растворение кремневых органических остатков, в частности — спикул губок.

Там, где фосфориты накоплялись в известковых илах, замещение кальцита фосфатом происходило также вслед за образованием глауконита.

В коньякском мелу после растворения опаловых спикул губок произошла цементация фосфоритов халцедоном, т. е. образование кремневых конкреций. К поздней стадии диагенеза относится также кристаллизация цеолитов, и вероятно, барита, а также цементация (затвердевание) ила.

Более глубокие диагенетические изменения наблюдались в верхневолжских и валанжинских слоях Поволжья (Бушинский, 1941). В них, наряду с выделением пирита и растворением опаловых скелетов радиолярий и спикул губок, происходило интенсивное образование кальцита, сопровождавшееся дефосфатизацией, т. е. замещением фосфата кальцитом. Аналогичный процесс дефосфатизации наблюдался в нижнемеловых фосфоритах окрестностей Кисловодска.

Все эти явления последовательного образования минералов, повидимому, объясняются существованием в морском иле самостоятельных слоев, или линз, с характерными для каждого из них концентрациями растворенных веществ и другими физико-химическими особенностями или процессами. Эти слои, или линзы, имеют близкую аналогию с почвенными горизонтами — как здесь, так и там каждому из них свойственен свой способ минералообразования. По мере накопления осадков горизонты минералообразования передвигались кверху, а соответствующие минералы структурно накладывались один на другой.

Тот или иной горизонт или группа горизонтов минералообразования может выклиниваться или отсутствовать, но порядок их расположения в илу, как правило, остается неизменным.

Образование глауконита и фосфоритов, растворение опаловых скелетов, дефосфатизация и доломитизация относятся к раннему диагенезу, а кристаллизация цеолитов и образование главной массы кремней и опок произошло во время позднего диагенеза.

А. А. Иностранцев (1885) на курском самороде, Кайе (1897) на фосфоритах Франции и затем А. Д. Архангельский (1912, 1922, 1924, 1926, 1927, 1930) и другие геологи на многочисленных исследованиях Русской платформы доказали, что фосфоритные слои приурочены к обмелению или к перерывам в осадконакоплении. «Связь между колебаниями в режиме моря и образованием фосфоритных слоев настолько часто наблюдается, что эти явления должны находиться в причинной зависимости», — писал А. Д. Архангельский (1912, стр. 545). Изменения в размерах и глубине бассейна, т. е. непостоянство условий, и были, по его мнению, причиной накопления на дне моря большого количества отмерших организмов, постоянно попадавших в крайне неблагоприятные условия существования. Разлагающиеся остатки этих организмов и дали материал для образования фосфоритов.

В качестве иллюстрации такого процесса, происходящего в настоящее время, А. Д. Архангельский привел описание фосфоритов с мели Агульгас у южной оконечности Африки. Скопления конкреционных фосфоритов на дне моря здесь давно известны и сравнительно хорошо изучены. Они представлены различными генерациями; некоторые из них, по мнению Кайе (1932), являются современными или почти современными. Нахождение на большой глубине (до 1500 м) песка и гальки кварцитов указывает на существование здесь сильного течения. Вместе с фосфоритами встречается много глауконита.

Восходящие течения западного побережья Африки выносят на поверхность холодные воды, которые, встречаясь с теплыми пассатными

течениями у мыса Агульгас, приводит к гибели некоторой части морских организмов. Однако до сих пор неизвестно, сколько организмов здесь гибнет вследствие изменения условий, какая часть отмирает естественным путем и сколько их достигает дна, чтобы отдать свой фосфор на образование фосфоритов.

В последующих своих работах эту биолитную теорию образования фосфоритов А. Д. Архангельский не отстаивал.

Недавно конкреции фосфоритов на дне моря в больших количествах найдены у западного побережья Калифорнии (Emery a. Dietz, 1942—1950). Они распространены в различных условиях подводного рельефа и на разных глубинах, от 60 и до 2500 м. Детальное изучение фораминифер показало, что некоторые из этих фосфоритов третичные или древнечетвертичные, а часть — современные или почти современные. Многие фосфориты изобилуют глауконитом. Редко рассеянные фосфоритные конкреции и глауконит встречаются на дне моря вдоль западного побережья США и севернее Калифорнии, до Сан-Франциско.

Здесь также имеет место восходящее течение, но массовая гибель организмов не указывается.

Остальные местонахождения фосфоритов на дне современных морей — у берегов Флориды, у устья р. Ла-Платы, у западных берегов Испании, Австралии и Японии — еще не изучены настолько, чтобы о них говорить сколько-нибудь определенно. Во всяком случае нет точных данных о массовой гибели организмов в этих местах.

Все или почти все месторождения фосфоритов на дне современных морей приурочены к областям восходящих течений. Причин этой приуроченности две. Первая заключается в том, что течения механически уносят мелкоземистый материал с морского дна, иногда размывая древние осадки. При этом фосфориты остаются отмытыми на месте. Они могут быть как древними, так и современными. Вторая причина — обильное развитие биомассы благодаря обилию питательных веществ — фосфатов, нитратов и кремнезема, выносимых из глубин. Эта биомасса, отмирая также в больших количествах, падает на дно, разлагается там с выделением фосфора и этим увеличивает концентрацию растворенных фосфатов в придонных водах и особенно сильно в грунтовых растворах. Последнее обстоятельство, очевидно, и приводит к выпадению фосфатов из грунтового раствора в осадок в форме курскита или франколита.

Крупные области восходящих течений прилегают к западным берегам суши в районах тропических морей, там, где пассатные ветры сгоняют поверхностные воды к западу. Наша страна в течение палеозоя находилась в тропическом поясе и в то время, надо полагать, пассаты тоже действовали. Следовательно, у восточных берегов палеозойских глубоких морей можно ожидать нахождение фосфоритов.

Обратимся к материалам по Днепровско-Донецкой впадине, прежде всего к сеноману. Здесь фосфоритообразование происходило на огромной площади всей впадины и выходило за ее пределы — в Западную Украину и Белоруссию, в Подмосковную котловину, в среднее Поволжье и далее на восток, в Заволжье. Нет никаких данных, указывающих на то, что здесь происходила массовая гибель организмов вследствие изменения условий обитания. Весь этот огромный бассейн представлял, по существу, одну зоогеографическую провинцию, и в фосфоритных слоях его мы не находим смешения разных фаун, как это должно быть в случае встречи холодных и теплых течений. Изменение фауны по вертикали колонки, т. е. во времени, происходило постепенно. Фосфоритообразование продолжалось в течение почти всего сеноманского века, наиболее интенсивно — в его середине.

Более высокие фосфоритные горизонты также не дают материала, указывающего на резкую смену условий или на существенные изменения

в составе органического мира. Обильная фауна фораминифер изменялась с течением времени постепенно и только в сантоне начинают появляться холодноводные формы. Единственное, с чем связываются фосфоритные слои вполне определенно, — это временные обмеления бассейна.

Совершенно невероятно, чтобы такие обмеления, медленные или внезапные, влекли за собой массовую гибель организмов на определенной площади в течение значительного промежутка времени, которое требуется для образования фосфоритного слоя. Общее содержание фосфата в биомассе любого бассейна столь незначительно, что при внезапной поголовной ее гибели оно не может дать материала даже для одного ряда фосфоритных конкреций.

Таким образом, связь фосфоритов с обмелением можно рассматривать как появление благоприятных условий, при которых наибольшее количество отмирающего естественным путем планктона достигает дна. Связь же фосфоритов с трансгрессиями скорее всего объясняется тем, что базальные слои трансгрессирующих серий сохраняются всегда гораздо лучше, чем другого рода мелководные морские образования. Кроме того, области суши, вблизи которой отлагались фосфориты, отличались равнинным рельефом и давали очень мало терригенного материала.

Во многих фосфоритах наблюдаются мельчайшие округлые и удлиненные клеточки, разрозненные или собранные в цепочки. По внешнему виду они очень похожи на бактерии.

Ископаемые бактерии в фосфоритах указываются многими исследователями (Bradley, 1946; Cayeux, 1936). Кайе находил их в пермских фосфоритах Скалистых гор в США, в юрских, меловых и третичных фосфоритах Парижского бассейна и Северной Африки и в современных фосфоритах с мели Агульгас. На основании этих находок Кайе приписывает фосфоритам бактериальное происхождение. Еще раньше такое же предположение опубликовал П. Г. Кассин в отношении пятских фосфоритов.

Нахождение бактерий в фосфоритах далеко не решает вопроса о их происхождении. Илы всех современных морских и пресноводных бассейнов в том или ином количестве содержат бактерии, так что присутствие их остатков в фосфоритах или других породах говорит прежде всего о способности определенных видов сохраняться в ископаемом состоянии. Каково в действительности было влияние бактерий или других микроорганизмов, находимых в породах, на среду и, соответственно, на осаждение фосфатов кальция, пока еще очень мало известно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Нижний отдел меловой системы Днепровско-Донецкой впадины представлен очень неполно и выражен преимущественно терригенными осадками; верхний, наоборот, имеет неравномерно большое развитие и сложен главным образом биогенными, терригенными и биохимическими осадками. При литологических исследованиях основное внимание было сосредоточено на отложениях верхнего мела.

Нижняя граница сеномана на северной окраине Днепровско-Донецкой впадины и в Подмосковной котловине проведена по фосфоритному галечнику, в котором мною найден *Mortoniceras* cf. *inflatum* Sow.

Опираясь на установленное А. П. Ивановым и С. А. Добровым деление турона в Брянске, на основании литологических сопоставлений мы относим к нижнему турону мергели Смоленска и Добромино, мел Кричева и Ворги и нижнюю часть толщи мела Шостки и Ромен. Соответственно, к верхнему турону отнесена нижняя часть толщи мергелей устья р. Судости и останец белых опок, найденный в Маловархангельском районе Орловской обл.

Коньякский ярус в Московской обл. отделяется от туронского прослоем кварцевого песчаника, в котором найдены гальки фосфатизованного мела с фораминиферами. С этим прослоем параллелизуются останцы коньякских песчаников Зарайского района и прослоек мергеля с минимальным содержанием $CaCO_3$, залегающие в толще туронско-коньякских пород устья р. Судости.

Мергели с. Подгорного Воронежской обл. на основании находок *Pteria tenuicostata* Roem. определены верхнесантонскими. Соответственно, часть подстилающего их мела по стратиграфическому положению и по микрофауне, изученной Б. М. Келлером, отнесена к нижнему сантону.

В разрезах по среднему Дону и по верховьям Оскола отмечено уменьшение карбонатности в верхнем сантоне по сравнению с нижним. На этом основании мергели Теплого Колодезя, Щигров и Касторной отнесены к нижнему, а покрывающие их опоки, трепелы и глины — к верхнему сантону.

В самой верхней части толщи мела из окрестностей Белгорода, относившейся ранее к кампану, найдена типичная маастрихтская форма — *Belemnitella lanceolata* Schlotth.

Изучение состава отложений показало, что в верхнемеловую эпоху северная окраина Донбасса не являлась границей впадины. Это заставило обратиться к мелу, распространенному отсюда к югу и к востоку.

На южной окраине Донбасса, по р. Крынке в районе сел. Кутейниково, Амвросиевка и Успенская пересмотрен весь меловой разрез. Кварцевые песчаники Елено-Николаевки, относившиеся Б. Ф. Меффертом к сеноману, в действительности принадлежат карбону. Турон лежит на

размытой поверхности сеномана, с гальками в основании. Коньякский мел внизу содержит фосфоритные конкреции и гальки мела.

Сантонские глины и мергели лежат на резко размытой поверхности коньякского и туронского мела, с фосфоритами и конгломератом в основании.

Кампанские отложения залегают с еще более резким несогласием, переходя с сантона на коньяк, турон, сеноман и даже на карбон. Мощная толща кремнеземистых мергелей балки Белояровки, относившаяся Б. Ф. Меффертом и Л. Е. Наливайко к сантону, в действительности принадлежит верхнему кампану или даже маастрихту, так как она содержит *Belemnitella mucronata* Schloth. и подстилается мукронатовыми глинистыми мергелями.

Кремнеземистые мергели вверх переходят в известковистые пески с *Bel. langei* Schatsky. Ранее они здесь не были известны.

Строение кампанской толщи южной и северной окраин Донбасса имеет много общего. Эта толща отчетливо делится на три части. Нижняя часть состоит из мела и глинистых мергелей, средняя сложена кремнеземистыми мергелями, а верхняя — песчанистыми кремнеземистыми мергелями и известковистыми песками.

На р. Крынке в толще трепелов, относившейся Б. Ф. Меффертом к третичным отложениям, а Л. Е. Наливайко к кампану, найден *Bostrichoceras polyplocum* Roem. и другая маастрихтская фауна.

Новые данные по стратиграфии и составу меловых отложений позволили глубже и более детально вскрыть историю развития Днепровско-Донецкой впадины в течение мелового периода и выяснить некоторые вопросы происхождения меловых пород.

В течение валанжина территория Днепровско-Донецкой впадины представляла собой плоскую равнину, у северного края которой расстилалось изобилующее островами мелкое море. Это море просуществовало здесь недолго и в конце валанжина отступило в район Среднего Поволжья. Во время готерива, баррема, апта и нижнего альба вся территория впадины оставалась низменной сушей, покрытой хвойными и папоротниковыми лесами. На ней местами располагались неглубокие озера или болота, в которых отлагались огнеупорные глины с лигнитами и кварцевые пески, то снежнобелые, то сильно железистые. Районы Воронежского и Украинского массивов слегка возвышались над этой равниной и давали основную массу терригенного материала.

Среднеальбское море проникло в Днепровско-Донецкую впадину с северо-востока. Оно затопило только ее северную окраину и, может быть, осевую часть. Южная половина впадины оставалась сушей. После небольшого перерыва в осадконакоплении, совершившегося на границе среднего и верхнего альба, произошло еще большее опускание впадины, в результате чего она почти вся оказалась залитой морем. Только восточная часть Донбасса, соединенная с Воронежским массивом, возвышалась в виде огромного полуострова.

В начале сеномана море продвинулось еще дальше. Оно затопило среднюю Белоруссию, а также западную, восточную и южную окраины Донбасса, оставив Воронежский массив и так называемый «Дono-Донецкий мост» в виде острова. Территория впадины была затоплена морем, которое повсеместно было мелким. Только во второй половине сеномана, и особенно в туроне, вся впадина покрывается сравнительно глубоким морем, в котором накоплялись кокколитовые илы. Берега этого моря находились далеко за пределами впадины.

Еще в нижнем мелу и в сеномане осевая часть впадины по линии Бахмач—Ромны—Харьков заметно прогибалась, что видно по значительной толще накопившихся в ней песков. Начиная с турона это прогибание

расширяется в обе стороны по оси впадины и становится более отчетливым. Здесь, на линии Гомель—Бахмач—Ромны—Харьков—Лисичанск—Переволочная, осадки накоплялись в течение всей верхнемеловой эпохи почти без перерыва, в то время как на северной окраине впадины, а также в бассейнах рек Луганя и Крынки границы геологических веков обозначались перерывами в осадконакоплении (Бушинский, 1947).

Мощные толщи очень тонких, преимущественно известковых туронско-кампанских осадков, сохранившихся на окраинах Донбасса, свидетельствуют о том, что почти весь Донбасс с турона по кампан был покрыт морем и что его полоса по линии Харьков—Ростов претерпела почти такое же опускание, как и осевая часть Днепровско-Донецкой впадины.

В конце кампанского века, и особенно в конце мелового периода, Донбасс последний раз был сильно дислоцирован и высоко поднялся в виде горста. В настоящее время меловые слои обрамляют его в форме пологих или крутых флексур, местами переходящих в сбросы и надвиги. На большей части приподнятого Донбасса меловые осадки полностью размыты и сохранились только в синклиналях на его северо-западной окраине.

Главную массу верхнемеловых отложений Днепровско-Донецкой впадины составляют мергельно-меловые породы. Типичный мел содержит 95—98% $CaCO_3$ и состоит из кокколитов и их обломков (55%), фораминифер (3—7%), прочих известковых организмов (1—5%), порошковатого кальцита (35—40%) и силикатных частиц (1—3%). Последние состоят из пылеватых зерен обломочного кварца, а также из зерен глауконита, призмочек мордснита, чешуек гидрослюд и каолинита. Монтмориллонит встречен в небольших прослоях среди туронского и кампанского мела. Кристаллики барита изредка рассеяны в кампанском и в туронском мелу и в мергелях.

Существуют разности мела, состоящие преимущественно из фораминифер, или из призм иноцерамов, или из порошковатого кальцита.

Мел и мергели по внешнему виду, и даже в шлифах, чрезвычайно однообразны. Было испытано много способов найти среди них различия. Эти испытания привели к разработке нового метода проявления скрытого строения.

Метод проявления структур тонкопористых пород очень прост: породу пропитывают машинным маслом. После проявления мергельно-меловые породы обнаруживают многочисленные следы ходов илоядных животных, скрытую трещиноватость и иногда микрослоистость. Отсутствие слоистости в мелу теперь объясняется просто — меловой ил был многократно пережеван и перемешан илоядами.

Ходы и фекальные зерна принадлежат многим видам илоядных животных и поэтому весьма разнообразны. Они строго приурочены к определенным стратиграфическим зонам или подзонам, встречаются в изобилии в каждом куске породы и поэтому могут быть использованы для дробной местной стратиграфии. Пользуясь методом проявления, удалось разделить на четыре подзоны толщу глинистых мергелей южной окраины Донбасса. Эта толща имеет мощность 130 м, внешне совершенно однообразна и ранее не поддавалась расчленению ни по фораминиферам, ни по тяжелым минералам, ни по химическому составу. Так же подразделена меловая толща и северной окраины Донбасса.

В двух случаях были найдены микрослоистый мел и мергель, напоминающий черноморские глубоководные илы. В 1 см мела (по мощности) вмещается около 120 пар слоев. Если допустить, что одна пара слоев соответствует одному году, то для накопления слоя мела мощностью 1 см потребовалось 120 лет.

Мел отлагался в средних частях морей, на глубинах 200—500 м. В сторону берега меловой ил переходил в известково-глинистый, диатомовый или губковый ил и затем в пески.

Широкое распространение пишущего мела, отложившегося в верхнемеловую эпоху в различных частях земного шара, нельзя объяснить региональными причинами. Образование мела скорее всего обязано пышному расцвету в это время породообразующих известковых водорослей — кокколитофорид.

Кремни встречаются преимущественно в туронско-коньякском мелу окраин Донбасса. Подавляющее их большинство образовалось в стадию позднего диагенеза на дне моря, в илу, путем агрегации рассеянного кремнезема и замещения им известковых частиц.

Опоки и трепелы отлагались в течение всей верхнемеловой эпохи. Фациально они располагаются между песчаными и мергельно-меловыми осадками. Источником кремнезема для образования опок и трепелов, вероятно, послужили скопления диатомовых водорослей, а местами — спикул кремневых губок. Цементация опок произошла в позднюю стадию диагенеза, когда раковины иноцерамов были уже раздавлены.

Фосфориты известны во всех ярусах меловой системы, но только в морских отложениях. Различаются два типа фосфоритов — пластовый и желваковый. Первый тип сложен коллофаном или франколитом и приурочен к хоперскому горизонту, второй сложен курскитом и распространен во всех остальных ярусах. Большая часть верхнемеловых желваковых фосфоритов образовалась метасоматически — путем замещения известковых частиц фосфатом.

Главную массу органических скоплений меловых морей составляют остатки кокколитофорид и кремневых губок. Это были своеобразные моря — дно их было покрыто зарослями животных (губок), а растения — кокколитофориды — плавали у поверхности воды, энергично передвигаясь при помощи жгутиков. Однако реальное количественное соотношение организмов меловых морей еще не вполне ясно.

Установлен порядок выделения и исчезновения минералов в процессе диагенеза. Первым выделялся глауконит, затем коллоидальный и радиально-лучистый курскит. После выделения радиально-лучистого курскита происходило растворение большей части кремневых спикул губок. В это же время начинали формироваться кремневые конкреции. Сначала они были еще не твердые. Все эти процессы относятся к периоду раннего диагенеза, происходившего на морском дне, в рыхлом илу.

Поздняя стадия диагенеза протекала в осадке, уже спрессованном вышележащими наслоениями, в котором еще сохранялась морская вода. В это время произошла цементация опок, окончательное формирование кремневых конкреций, а затем — образование конкреций пирита или марказита и кристалликов мордснита и барита.

Последовательность выделения минералов в процессе диагенеза объясняется существованием в морском илу горизонтов с определенными физико-химическими особенностями, аналогичными современным почвенным горизонтам. По мере накопления осадков эти горизонты передвигались кверху, а соответствующие минералы структурно накладывались один на другой.

Эти горизонты минералообразования, в отличие от почвенных, можно назвать диагенетическими горизонтами. Некоторые из них могут выклиниваться или почему-либо отсутствовать, но порядок их расположения, как правило, остается неизменным.

ЛИТЕРАТУРА

Акимец В. С. Некоторые данные по стратиграфии мела Лосевского района СССР, на основании фауны фораминифер. — Изв. Акад. наук Белорусской ССР, 1953, № 2.

Алферьев Г. П. Геологическое строение и гидрогеология Вешенского и Верхнедонского районов Азовско-Черноморского края. — Зап. Всер. мин. общ., 1934, 63, № 1.

Алферьев Г. П. Новая находка континентальных образований в подмеловой толще Допо-Донецкой впадины. — Мат. по геол. и полезн. ископ., вып. 1 Аз.-Черн. геол.-разв. трест, 1937

Армашевский П. Л. Геологический очерк Черниговской губернии. Киев, 1883.

Армашевский П. Я. Общая геологическая карта Европейской России, лист 46. Полтава—Харьков—Обоянь. — Тр. Геол. ком., 1903, 15, № 1.

Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. — Мат. по геол. России, 1912, 25

Архангельский А. Д. Предварительный отчет о работах по изучению естественно-исторических условий Черниговской губ. в 1912 г. СПб., 1913.

Архангельский А. Д. Обзор геологического строения Европейской России, т. 1. Юго-восток Европейской России и прилежащие части Азии, вып. 1 Пг., 1922

Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России. М.—Пг., Гос. изд., 1923.

Архангельский А. Д. Результаты разведочных работ в окрестностях с. Лозовки Щигровского уезда к 6 октября 1923 г. — Тр. Особой комиссии по исслед. Курск. магнитн. аномалий, вып. 5. Тр. Геол. отдела. М., Гос. изд., 1924.

Архангельский А. Д. Обзор геологического строения Европейской России, т. 1. Юго-восток Европейской России и прилежащие части Азии, вып. 2. Л., 1926.

Архангельский А. Д. 1. Петрографические и химические типы русских фосфоритов. В кн.: «Фосфориты СССР». Л., Изд. Геол. ком., 1927.

Архангельский А. Д. 2. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов. В кн.: «Фосфориты СССР». Л., Изд. Геол. ком., 1927

Архангельский А. Д. О поисках залежей фосфоритов в СССР. — Докл. Акад. Наук СССР, серия А, 1930, № 5.

Архангельский А. Д. К вопросу об условиях образования хоперских железных руд — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1933, 11, № 1.

Архангельский А. Д. К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР. — В кн.: «Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности», ч. 2. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1936.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. — Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр. 1937 г., т. 2. М., ОНТИ, 1939.

Архангельский А. Д., Денисова О. А. и Крестовников В. Н. Геологические исследования в области Щигровского и Старооскольского максимума Курской магнитной аномалии в 1921 г. — Тр. Особой комиссии по исслед. Курск. магнитн. аномалия, вып. 5. Тр. Геол. отдела. М., Гос. изд., 1924

Архангельский А. Д., Крестовников В. Н. и Шатский Н. С. Сеноманские и третичные фосфориты Южно-Русской впадины. — В кн.: «Фосфориты СССР». Л., Изд. Геол. ком., 1927.

Архангельский А. Д. и Никитин И. И. Геологическое строение и фосфоритовые залежи Дмитриевского и Рыльского уездов Курской губ. — Тр. Ком. Моск. с.-х. инст. по исслед. фосфоритов, 1913, 5.

Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1938.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1937.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Преображенский И. А. и Некрасов Б. П. Общие результаты геологических исследований по северо-западной окраине Донецкого бассейна в 1923 г. — Тр. Особой комиссии по исслед. Курск. магнитн. аномалии, вып. 5. Тр. Геол. отд., М., Гос. изд., 1924

Ассонов Вл. Химическая характеристика трепелов некоторых месторождений Западной области. — Вестн. Всес. геол.-разв. объед., 1932, № 7—8.

Басс Ю. Б. Меловые и палеогеновые отложения р. Молочной. — Геол. журн., 1941, 8, вып. 1.

Безруков П. Л. Датский ярус Восточноевропейской платформы. — Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1936, № 5.

Белаш Ф. Н. Флотация фосфоритов Сожского месторождения БССР. — Горн. журн., 1934, № 5.

Белянкин Д. С. и Куприянова Л. М. Сравнительное петрографическое изучение некоторых трепелов и диатомитов. — Тр. Ленингр. инст. силикатов, 1936, вып. 3.

Бесова М. В. К минералогии фосфоритов Мстиславского месторождения. — [illegible]

Бледе Б. К. Геогностическое описание Харьковской губ. — Горн. журн., 1841, кн. 5, ч. 2.

Болховитина Н. А. Спорово-пыльцевой состав отложений апта и альба центральной части Русской платформы. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1951, 26, № 5.

Борисяк Н. О стратиграфических отношениях почв в Харьковской и прилежащих к ней губерниях. Сб. материалов, относящихся до геол. южной России, кн. 1. Харьков, 1867.

Борнеман-Старынкевич И. Д. и Белов Н. В. Об изоморфных замещениях в карбонат-апатите. — Докл. Акад. Наук СССР, 1940, 26, № 8; 1953, 90, № 1.

Бруевич С. В. Гидрохимия среднего и южного Каспия. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1937

Бруевич С. В. Элементы химического баланса Каспийского моря. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1941.

Бруевич С. В. и Виноградова Е. Г. [illegible] растворах Каспия. — Гидрохим. мат., 1947, 13.

Брыков Н. Микроскопические наблюдения над разными органическими телами, заключенными в прозрачной массе кремня. СПб., 1838

Буданов Н. П. и [illegible] М. Г. [illegible] ский трепелы для известково-трепельного раствора и бетона. — Тр. Харьк. хим.-техн. инст., 1939, вып. 1; Укр. хем. журн., 1931, 6, № 1; 1932, 7, № 1.

Буренин Г. С. Гидрогеологическая карта Черниговской губернии. — Вестн. [illegible]

Бушинский Г. И. 1. Петрография фосфоритов Западной области. — Агрономич. руды СССР, 1934, 3, ч. 2.

Бушинский Г. И. 2. Петрографическая характеристика фосфоритов Западной области. — Мин. сырье, [illegible]

Бушинский Г. И. Петрография фосфоритов ЦЧО. — Агрономич. руды СССР, 1937, 4.

Бушинский Г. И. [illegible] фосфоритов. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1938, 16, № 4.

Бушинский Г. И. Фосфоритные фации [illegible] мела [illegible] части СССР. — Агрономич. руды СССР, 1939, 5.

Бушинский Г. И. [illegible]

Бушинский Г. И. О классификации фосфоритов. — Докл. Акад. Наук СССР, 1945, 47, № 2

Бушинский Г. И. 1. Структуры и текстуры [illegible] пород и [illegible] — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, [illegible]

Бушинский Г. И. 2. [illegible] кой впадины. — Рефераты научно-исслед. работ за 1945 г. Отд. геол.-геогр. наук. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1947.

Бушинский Г. И. 3. Цементные мергели-натуралы левобережной Украины и прилегающих областей РСФСР. — Тр. Центр. научно-исслед. лаб. геол. Мин. пром. строит. материалов СССР, 1947, сб. 1.

Бушинский Г. И. [illegible] отложениях юры, мела и палеогена. — Докл. Акад. Наук СССР, 1950, 73, № 6.

Бушинский Г. И. О выветривании фосфоритов. — В кн. «Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд. Акад. Наук СССР, 1951

Бушинский Г. И. Апатит, фосфорит, вивианит. (Фосфаты кальция, их минералогия, геология, происхождение и способы изучения). М., Изд Акад Наук СССР, 1952.
Васильев К. В. и Веселовский В. С. Рентгенографическое исследование структуры кремневых тел. — Журн. физ. хим., 1938, 7
Васильевский М. М. О механическом анализе мела. — Мат. Всес. геол.-разв. объед., сер. петрогр. и мин., 1933, вып. 1.
Вахрамеев В. А. Подводные оползни на границе мела и палеогена в верховьях р. Хопра — Докл. Акад. Наук СССР, 1940, 27, № 9.
Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря — Тр. Биогеохим. лаб. Акад. Наук СССР, 1935, 3; 1944, 6.
Виноградов А. П. и Войченко Е. К. Разрушение каолина диатомовыми водорослями. — Докл. Акад. Наук СССР, 1942, 37, № 4.
Ворожева Е. М. Отчет о разведке на Курско-Прилепенском месторождении. — Агрономич. руды СССР, 1934, 2, ч. 2.
Воронин Н. И. О геологическом строении Донской Луки. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1945, 20, № 3—4.
Галака О. И. Исследования мела на Глуховщине для цемента. — Мат. по геол. и полезн. ископ. УССР, 1932, 5
Гапеев А. А. Геологический очерк западной окраины Донецкого бассейна. — Мат. по общей и прикл. геол., 1927, вып. 123.
Глинка К. Д. Глауконит, его происхождение, химический состав и характер выветривания. СПб., 1896
Годлевский М. Н. Материалы по минералогии бурых железняков Хоперского района. — Тр. Всес. геол.-разв. объед., 1932, вып. 190.
Голышец Ф. Ф. Об условиях залегания и происхождении железорудных залежей в Хоперском округе. Саратов, Нижневолжск. инст. краевед., 1930.
Гофман Э. К. Монография окаменелостей северского остеолита. — Мат. по геол. России, 1869, 1
Гуров А. В. Первое артезианское бурение на подмеловую воду в Харькове. — Тр. Общ. испыт. природы при Харьк. унив., 1887, 20.
Гуров А. В. Разведочное артезианское бурение на подмеловую воду в Харькове. — Тр. VIII съезда русск. естеств. и врачей, отд 4, 1890.
Дейч Л. Г. Работы НГРИ и Украинского отделения ВНГР по микрофауне мезозоя и палеогена Украины. — Тр. Нефт конфер., Киев, 1938.
Данькин Б. М. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 45, восточная половина. М.—Л., Глав. геол.-развед. геодез. упр., 1930
Денисова О. А. и Крестовников В. Н. Геологическое строение Белгородско-Кочетовского района Курской области. — Тр. Особой комиссии по исслед. Курск. магнитн. аномалий, вып. 5. Тр Геол отдела, М., Гос. мад., 1924.
Добров С. А. О следах верхнемеловых отложений в Рязанской губернии и о вертикальном распределении *Inoceramus labiatus*. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1929, 7, № 2.
Домгер Г. Горн. журн., 1878, 2, стр. 86.
Дрожжев Н. П. Разведочные данные по Хоперскому месторождению фосфоритов. — Агрономич. руды СССР, 1937, 4.
Дрожжева Н. П. Фауна фосфоритных и бесфосфоритных фаций сантона. — Агрономич. руды СССР, 19 9, 5.
Дрожжева Н. П. Фауна фосфоритных и бесфосфоритных фаций как индикатор среды. — Агрономич руды СССР, 1941, 6.
Дрожжева Н. П. и Орлова Е. В. Сеноманские фосфоритоносные отложения северной окраины Днепровско-Донецкой впадины. — В кн. «Геол. исслед. агроном. руд СССР», М., ОНТИ, 1937.
Дубинский А. Н. Об альб-сеноманских континентальных отложениях и коре древнего выветривания восточной части Большого Донбасса и прилегающих с юга территорий. — Докл. Акад. Наук СССР, 1951, 81, № 3.
Дубинский А. А. Предварительные данные о полевых исследованиях условий залегания цементных мергелей Воронежской губ. — Народное хозяйство ЦЧО, т. 2, Воронеж, 1925.
Дубянский А. А. Цементные мергели как натурал. — ЦЧО в системе производительных сил СССР, т. 1. Воронеж, 1932.
Дубянский А. А. Некопаемый карст среди верхнемеловых отложений. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1937, 15, № 4.
Ерофеев В. Г. Notiz uber die Kreide und den Sandstein der Umgegend von Nowgorod-Sewersk [Заметка о мелу и песчанике окрестностей Новгород-Северска]. — Verh. Russ. Min. Ges., 1847.
Жуковский К. А. Полезные ископаемые Черниговского Полесья. Киев, 1935 (на укр. языке).
Закревская А. Геологическое и геоморфологическое описание Черниговского Полесья — Тр. Инст. геол. Акад. наук УССР, 1936, 3.

З а х а р ч е н к о Г. М. Глубокие водоносные горизонты Полтавы. — Зап. Научно-исслед. инст. геол. при Харьк. унив., 1939, **7**.
З е м я т ч е н с к и й П. А. Старобельский уезд Харьковской губернии в геологическом, гидрогеологическом и почвенном отношениях. СПб., 1900.
З е м я т ч е н с к и й П. А. Фельдшпатизация известняков. — Изв. Акад. Наук, 1916, **10**, вып. 3.
З е м я т ч е н с к и й П. А. Огнеупорные глины окрестности ст. Латной. — Тр. Гос. керам. инст., 1927, вып. 5.
З о н о в Н. Т. Мезозойские отложения Калужского, Дугинского, Щекинского и соседних с ним районов Московской области и развитые в них отложения фосфоритов и бурых железняков. — Агрономич. руды СССР, 1937, **4**.
З о н о в Н. Т. Геологический обзор фосфоритоносных отложений хоперского горизонта бассейна р. Сейма. — Агрономич. руды СССР, 1939, **5**.
З о н о в Н. Т. Геологические наблюдения над фосфоритоносными отложениями бассейнов рек Десны, Оки, Вирклы и Северного Донца. — Агрономич. руды СССР, 1941, **6**.
З о н о в Н. Т. и П е т р а к о в и ч Ю. А. Обзор геологического строения месторождений пластовых фосфоритов и бурых железняков бассейна р. Хопра. — Агрономич. руды СССР, 1934, **3**, ч. 2.
З у е в В. Путешественные записки от Петербурга до Херсона в 1781 г. СПб., 1787.
И в а н о в А. И. Мел. М.—Л., Госгеолиздат, 1946.
И в а н о в А. И., Ф а б р и ц и е в Б. В. и К о л о м ы ц е в а А. И. Новые методы получения технического мела. М.—Л., ОНТИ, 1936.
И в а н о в А. П. Отчеты о геологическом исследовании фосфоритовых отложений в Орловской, Смоленской и Калужской губ. — Тр. Ком. Моск. с.-х. инст. по исслед. фосфоритов, 1914, 6.
И в а н о в К. И. Основные черты гидрохимического режима приустьевого пространства р. Волги и северной части Каспийского моря. — Тр. Гос. океанограф. инст., 1948, **4** (16).
И в а н о в а А. Т. Характеристика гидравлических добавок различных месторождений. Пуццолановые цементы. М., 1936.
И н о с т р а н ц е в А. А. Геология. 1885, т. II.
И с а ч е н к о Б. Л. О биогенном образовании карбоната кальция. — Микробиология, 1948, **17**, № 2.
К а з а к о в А. В. 1. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. — Тр. Научно-исслед. инст. удобр. и инсектофунгисидов, 1937, вып. 139.
К а з а к о в А. В. 2. Термика и растворимость минералов фосфоритных фаций. — Тр. II Совещ. по эксперим. мин. и петр., М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1937.
К а з а к о в А. В. Фосфатные фации. — Тр. Научно-исслед. инст. удобр. и инсектофунгисидов, 1939, вып. 145.
К а з а к о в А. В. Фторапатитовая система равновесий в условиях образования осадочных пород. — Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1950, вып. 114.
К а з а к о в А. В. и А н д р и а н о в К. С. Методика термического анализа. В кн.: «Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической работы», т. 2. М., 1936.
К а з а к о в М. П. Характеристика верхнемеловых мергелей и их продуктов выветривания в Трубчевском уезде Брянской губ. — Вестн. Геол. ком., 1928, № 6.
К а з а р и н о в а В. А. Органическое вещество фосфоритов. — Агрономич. руды СССР, 1939, 5.
К а з м и н а Т. И. Девонские воды юго-востока Русской платформы. — Геохим. сборник, М.—Л., 1951, вып. 2—3.
К а л и п е н к о В. О. Бактериогенное осаждение кальция в море. — Тр. Инст. океанологии Акад. Наук СССР, 1949, **3**.
К а п т а р е н к о - Ч е р н о у с о в а О. К. О возрасте известняка Ромненского купола. Киев, 1939.
К а р л о в П. И. Новые данные о распространении и составе меловых отложений юго-западной окраины Донбасса. — Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1937, № 5; Геол. журнал Акад. наук УССР, 1938, **5**, № 3.
К е л л е р Б. М. Микрофауна верхнего мела Днепровско-Донецкой впадины. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1935, **13**, № 4.
К е л л е р Б. М. Фораминиферы верхнемеловых отложений СССР. — Тр. Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, 1939, вып. 116.
К е л л е р Б. М. Фораминиферы верхнемеловых отложений Сочинского района. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1946, **21**, № 3.
К е л л е р Б. М. Верхнемеловые отложения западного Кавказа. — Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1947, вып. 48, геол. сер., № 15.
К е л л е р Б. М. К стратиграфии верхнемеловых отложений Крыма. В сб.: «Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд. Акад. Наук СССР, 1951.
К и п р и я н о в В. А. Studien über die fossilen Reptilien Russlands. [Изучение ископаемых рептилий России]. — Bull. Soc. Nat. Moscou, 1853, **25**, № 4; 1854,

26, № 2, 3; 1854, 27, № 4; 1855, 28, № 1, 2; 1857, 30, № 1, 2, 3; 1860, 33, № 2, 3.

Киприянов В. А. Studien über die fossilen Reptilien Russlands. [Изучение ископаемых рептилий России]. — Mem. Acad. Sci. St. Petersb., 1881, 28, № 8; 1882, 30, № 6; 1883, 31, № 6, 7.

Киприянов В. А. Геологические исследования в Орловской и Курской губ. — Зап. Мин. общ., 1885, 20.

Киприянов В. А. Палеонтологические исследования. — Зап. Мин. общ., 1886, 22.

Кичанов А. П. Новые данные по стратиграфии и тектонике верхнемеловых и нижнетретичных отложений северо-восточной окраины Донецкого бассейна. — Мат. по геол. и полезн. ископ., вып. 1. Аз.-Черн. геол. трест, 1935.

Клаус К. К. О замечательной горной породе Средней России. — Горн. журн., 1853, ч. I, № 2.

Клименко В. Я. Новые данные о тектоническом строении Днепровско-Донецкой впадины. — Геол. журн. Акад. наук УССР, 1950, 10, № 4.

Книпович Н. М. Гидрология морей и солоноватых вод. М.—Л., Научно-исслед. инст. морск. рыб. хоз. и океанографии, 1938.

Ковалевский Е. П. Опыт геогностического исследования в Донецком горном кряже. — Горн. журн., 1827, ч. I, № 2.

Коноплина О. Р. 1. Некоторые данные о микрофауне сеноманских отложений Каневского района. — Геол. журн. Акад. наук УССР, 1951, 11, вып. 2.

Коноплина О. Р. 2. К изучению фауны фораминифер коньякского яруса окраин Донецкого бассейна. — Геол. журн. Акад. наук УССР, 1951, 11, вып. 4.

Коноплина О. Р. Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-западной окраины Донецкого бассейна по фораминиферам. — Геол. журн. Акад. наук УССР, 1952, 12, № 1.

Крестовников В. Н. Общие результаты геологических исследований на Дону в 1923 г. — Тр. Особой комиссии по исслед. Курск. магнитн. аномалий, вып. 5. Тр. Геол. отдела. М., Гос. изд., 1924.

Кудрявцев Н. В. Геологический очерк Орловской и Курской губ. в районе 45-го листа. — Мат. по геол. России, 1892, 15.

Куманин К. Г. К вопросу о природе часовярской огнеупорной глины. — Тр. Петр. инст. Акад. Наук СССР, 1933, вып. 4.

Кумпан П. В. Литология осадочных пород. — Мат. I Всес. научно-произв. геол. конфер. 1935 г. М., 1936.

Курман И. М. Геологические исследования нежелваковых фосфоритов Рыльского района. — Агрономич. руды СССР, 1941, 6.

Ланге О. К. Наблюдения над мелом Купянского уезда. — Изв. Моск. отд. Геол. ком., 1919, 1.

Лапкин И. Ю. К геологии куполовых структур левобережья Дона между реками Осколом и Красной. — Зап. Научно-исслед. инст. геол. при Харьк. унив., 1940, 8.

Лапкин И. Ю. Геологические наблюдения в западной части северной окраины Донбасса. — Сов. геол., 1947, сб. 23.

Лапкин И. Ю., Черпак С. Е. и Чирвинская М. В. Тектоническая схема восточной части Украинской ССР. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1952, 27 (2).

Леваковский И. Ф. О меловых осадках между Нагольной и Айдаром. — Тр. Общ. испыт. природы при Харьк. унив., 1871, протоколы.

Леваковский И. Ф. Исследования осадков меловой и следующих за нею формаций на пространстве между Днепром и Волгой. — Тр. Общ. испыт. природы при Харьк. унив., 1874, 7.

Ле Пле П. Г. Исследование каменноугольного Донецкого бассейна, произведенное в 1837—1839 гг. М., 1854.

Липковская А. В. Геолого-разведочные работы на цементное сырье в Новгород-Северском и Киевском районах в 1928 г. — Вестн. Укр. гидрогеол.-разв. упр., 1930, вып. 15.

Личков Б. Л. О тектонических движениях Украинской кристаллической полосы и стены развития Северо-Украинской мульды. — Вестн. Укр. отд. Геол. ком., 1925, 6.

Личков Б. Л. К характеристике геологического прошлого Северо-Украинского артезианского бассейна. — Пробл. сов. геол., 1933, 4, № 9.

Лодиной П. И. Материалы к изучению пластовых фосфоритов Урюпинского района. — Агрономич. руды СССР, 1937, 4.

Лутугин Л. Геологические разрезы у с. Крымского. — Изв. Геол. ком., 1896, 15, № 3—4.

Лучинский В. И. Отчет о геологических исследованиях фосфоритных отложений Киевской губ. — Тр. Ком. по исслед. фосфоритов, 1913, 5.

Лучицкий В. И. Новые данные по гидрогеологии Полтавской губ. — Зап. Киев. общ. естествоиспыт., 1916, 25.
Лучицкий В. И. Данные по гидрогеологии Северо-Украинской артезианской мульды в связи с вопросами водоснабжения сел и городов. — Изв. Укр. геол. ком., 1926, 8.
Макаренко А. А. Тектоника и геологическая история северной части Украинского кристаллического массива и Полесского вала. — Сов. геол., 1948, сб. 12.
Марков К. К. Схема современных [illegible] УССР и смежных районов. — Зап. Харьк. с.-х. инст., 1946, 5 (42).
Малиревич С. С. и Панченко М. М. Сенонские фосфориты окрестностей деревень Охотичи и Новоселки Бобруйского района БССР. — Материалы по изуч. геол. и полезн. ископ. БССР, 1934, 8.
Марков П. Н. Дабужские месторождения трепела и огнеупорной глины в Мещовском уезде Калужской губ. — Мат. по изуч. трепела и диатомита в СССР, 1929, 1.
Меленевский А. Хоперские фосфориты. — Изв. Главн. геол.-разв. упр., 1931, 50, вып. 60.
Металльников М. Л. Опыт корреляции меловых отложений при помощи фораминифер. В кн.: «Перспективы водоснабжения Донбасса». Л., 1934.
Методы испытания кислых гидравлических добавок (КПД), 1931.
Мешаев Б. Об инфузорных землях русских и иностранных месторождений. — Протоколы засед. Моск. общ. испыт. природы, 1904, № 1—3.
Мефферт Б. Ф. Геологический очерк Лисичанского района Донецкого бассейна. — Мат. по общей и прикл. геол., 1924, 65.
Милашевич К. О. Отчет о геологической поездке в Могилевскую губ. — Изв. Общ. любит. естеств., антроп. и этногр., 1886, 3, вып. 2.
Мирчинк Г. Ф. Геологическое строение местности по линии Орша—Ворожба, Новобелица—Прилуки и Локоть—Шостка. — Тр. Всес. геол.-разв. объед., 1933, вып. 309.
Митрейкин Б. Н., Дрожжева П. П. и Смирнова В. Н. Сожевское месторождение фосфоритов. — Агрономич. руды СССР, 1937, 4.
Михайлов Н. П. О границе кампанского и маастрихтского ярусов. — Докл. Акад. Наук СССР, 1947, 58, № 9.
Михайлов Н. П. Зональное деление верхней части меловых отложений Крыма и Западной Украины. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1948, 23 (6).
Михайлов Н. П. Верхнемеловые аммониты юга Европейской части СССР и их значение для стратиграфии. — Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1951, вып. 129, геол. сер., № 50.
Морозов И. С. Расчленение кампанских и маастрихтских пород левых притоков Северного Донца. — Докл. Акад. Наук СССР, 1952, 84, № 6.
Москвитин А. И. Геология Полошковского месторождения каолина. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1928, 6 (2).
Муратов М. В. К вопросу о рациональной классификации карбонатных пород. — Сов. геол., 1940, № 11.
Мурчисон Р. И., Вернейль Э. Е. и Кейзерлинг А. А. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. Пер. с англ. изд. 1845 г., ч. 1. СПб., 1849.
Надсон Г. А. Сверлящие водоросли и их значение в природе. — Вестн. зав., 1900—1902, 18.
Надсон Г. А. Микроорганизмы как геологические деятели. СПб., 1903.
Назаревич Л. З. Макрофауна горшово-крейдових покладів південної окраїни Донбасса, ч. 1—2. Киев, 1935—1936.
Никитин С. Н. Следы мелового периода в Центральной России. — Тр. Геол. ком., 1887, 5.
Никитин С. Н. Геологическое строение линии Гомель-Брянской ж. д. — Изв. Геол. ком., 1888, 6.
Никитин С. Н. Бассейн Оки. Исследования гидрогеологического отдела, т. 1—2. — Тр. Экспед. для исслед. источников главных рек Европейской России (1894 и 1905). СПб., 1895—1906.
Никшич П. П. и Олейников Н. А. Липецкий железорудный район. Воронеж, 1929.
Новик Е. О. Каменноугольные отложения и тектоника Днепровско-Донецкой впадины. — Тр. Научно-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам Украинской ССР. Киев, 1949.
Оливьери А. П. 1. О месторождении трепела в Курской губ. и геогностические наблюдения в окрестностях сего месторождения. — Горн. журн., 1830, ч. 1.
Оливьери А. П. 2. Геогностическое описание исследований, произведенных в 1828 г. по берегам рек Дона и Донца и впадающих в оные речек. — Горн. журн., 1830, ч. 1.

Орлова Е. В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. М., Госгеолиздат, 1951.
Павлов А. П. Горизонт Emscher среди верхнемеловых отложений средней и восточной России и береговая фация русского сенона и турона. — Bull. Soc. Nat. Moscou, 1900. Приложение к протоколу.
Павлов А. П. Le crétacé inférieur de la Russie et sa faune. [Нижний мел России и его фауна]. — Mem. Soc. Nat. Moscou, 1901, **16**.
Павлов А. П. Геологическая история европейских земель и морей. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1936.
Перфильева А. Калачеевско-Павловский железорудный район ЦЧО. — ЦЧО в системе производ. сил СССР. Воронеж, 1925.
Перфильева А. Новый железорудный район ЦЧО (Калачеевский). — Соцстроительство ЦЧО, 1932, № 1.
Петц Г. Г. *Haplopterix zippei* Agass. из пишущего мела Воронежской губ. — Тр. СПб. общ. испыт. природы, отд. геол., 1912, **35**.
Пименова Н. В. Сеноманская флора окрестностей г. Канева. — Геол. журн. Акад. наук УССР, 1939, **6**, вып. 1—2.
Платонов Н. Х. Железные руды и другие полезные ископаемые Хоперского округа. М., 1930.
Платонов Н. Х. и Чирвинский П. Н. Очерк геологического строения месторождений руд Хоперского округа Нижневолжского края по исследованиям 1928 г. Новочеркасск, 1928.
Погребов Н. Ф. К вопросу об улучшении водоснабжения Таганрога. — Изв. Геол. ком., 1911, **30**, № 1.
Погуляев Д. И. Прокшинское месторождение мела. — Геология, 1934, № 1.
Полонский Ф. М. Исследование месторождения мергелей Амвросиевки. — Бюлл. Укр. отд. Геол. ком., 1928, № 1—2.
Попов В. И. О нахождении *Actinocamax verus* Mill. в эмшер-туронском мелу Воронежской обл. — Сов. геол., 1938, № 8—9.
Попов В. С. Новые данные по тектонике северной окраины Донецкого бассейна. — Пробл. сов. геол., 1936, № 12.
Попов В. С. и Лапкин И. Ю. Основные черты геологического строения северной окраины Донецкого бассейна. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1953, 28 (3).
Православлев П. А. Протогенный известняк. — Тр. Ленингр. общ. естествоиспыт., 1924, **54**, вып. 4.
Принада В. Д. Нижнемеловая флора из Латнинского района ЦЧО. — Ежегодник Всеросс. палеонт. общ., 1938, **9**.
Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1—2. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
Пятницкий П. П. 1. Отчет о геологических исследованиях в Области Войска Донского. — Тр. Общ. испыт. природы при Харьк. унив., 1889, **23**.
Пятницкий П. П. 2. Отчет Обществу испытателей природы при Харьковском университете о геологических исследованиях, ч. I. Бассейн рек Псела и Ворсклы в пределах Курской и Харьковской губ. — Тр. Общ. испыт. природы при Харьк. унив., 1889, **22**.
Пятницкий П. П. Отчет Обществу испытателей природы при Харьковском университете о геологических исследованиях, ч. 3. Исследование меловых осадков в бассейне Дона и левых притоков Днепра. — Тр. Общ. испыт. природы при Харьк. унив., 1890, **24**.
Радкевич Г. А. О меловых отложениях Подольской губ. — Зап. Киевск. общ. естествоиспыт., 1889, **11**.
Радкевич Г. А. О фауне меловых отложений Каневского и Черкасского уездов Киевской губ. — Зап. Киевск. общ. естествоиспыт., 1894, **14**, вып. 1.
Радкевич Г. А. 1. О результатах геологических исследований в окрестностях Канева летом 1896 г. — Зап. Киевск. общ. естествоиспыт. Протоколы за 1896 г., 1900, **16**, вып. 1.
Радкевич Г. А. 2. О нижнетретичных отложениях окрестностей Канева. — Зап. Киевск. общ. естествоиспыт., 1900, **16**, вып. 2.
Ренгартен Н. В. Цеолит из группы мордента в верхнемеловых и палеогеновых морских отложениях восточного склона Урала. — Докл. Акад. Наук СССР, 1945, **48**, № 8.
Рожкова Е. В. 1. К номенклатуре кремневых отложений. Материалы по изучению трепела и диатомита в СССР. — Тр. Инст. прикладной минералогии, 1929, **42**.
Рожкова Е. В. 2. К методике исследования физических свойств диатомовых земель, трепелов и опок. — Тр. Инст. прикладной минералогии, 1929, **42**.
Рожкова Е. В. и Воронков Б. Очерк месторождений трепела и диатомита в СССР. — Тр. Научно-исслед. инст. геол. и мин., 1934, № 8.
Рожкова Е. В. и Горецкий Ю. К. Происхождение и классификация

кремневых опалогых пород. В кн.: «Диатомиты и трепелы», т. I. М.—Л., 1945.
Розанов С. Н. Химический и минералогический состав апатитов и фосфоритов СССР. — Фосфоритование, М., ОНТИ, 1935.
Розенберг Л. А. Физико-химические условия бактериального осаждения кальцита. — Микробиология, 1950, 19, № 5.
Романовский Г. Д. Отчет о геологических разведках, произведенных по высочайшему повелению для отыскания каменного угля в Орловской губ. — Горн. журн., 1865, ч. I, № 2.
Савич-Заблодкий К. Н. Петрографическое исследование фосфоритов горы Кременец. — Зап. Росс. мин. общ., 1927, 1.
Савчинская О. В. Материалы к изучению меловой фауны Подолии. — Зап. Научно-исслед. инст. геол. при Харьк. унив., 1939, 7.
Савчинская О. В. Материалы к изучению меловой фауны бассейнов Десны и Псла. — Зап. Научно-исслед. инст. геол. при Харьк. унив., 1940, 8.
Савчинская О. В. 1. К стратиграфии верхнемелогых отложений северной окраины Донбасса — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1952, 27 (1).
Савчинская О. В. 2. Об условиях фосфоритообразования на северо-западной окраине Донецкого бассейна в сеноманское время. — Докл. Акад. Наук СССР, 1952. 84, № 1.
Савчинская О. В. О морских ежах в верхнемеловых отложениях Донецкого бассейна. — Докл. Акад. Наук СССР, 1953, 89, № 1.
Самойлов Я. В. К минералогии фосфоритовых месторождений. — Тр. Ком. по исслед. фосфоритов, 1911, 3; 1912, 4; 1914, 6; 1915, 7.
Самойлов Я. В. Измельчение фосфоритов типа Курского саморода. — Тр. Научн. инст. удобр., 1926, вып. 24.
Самойлов Я. В. Биолиты. Л., Научное хим.-техн. изд., 1929.
Самойлов Я. В. и Рожкова Е. В. Отложения кремнезема органогенного происхождения. — Тр. Инст. прикл. мин., 1925, 18.
Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология озера Балхаш. — Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1951, вып. 132, геол. сер. (№ 53).
Севергин В. М. Подробный словарь минералогический, ч. 1—2. СПб., 1806—1807.
Селиванов Т. И. О трепеле, найденном в 1817 г. недалеко от Курска. — Указатель открытий по физ., хим. и пр., 1828, т. 6, ч. 1, № 2, стр. 257.
Селиванов Тим. Краткое геогностическое обозрение Курского уезда, сделанное в 1817 году. — Указатель открытий по физ., хим. и пр., 1829, т. 6, ч. 2.
Сергеев А. Д. и Яминченко И. М. Геологическое строение Днепровско-Донецкой впадины по данным бурения и геофизических исследований. — Мат. по нефтеносности Днепро-Донецкой впадины, 1941, вып. 1.
Сидоренко М. Петрографическое исследование Курского саморода. — Зап. Новорос. общ. естествоиспыт., 1894, 19, вып. 1.
Силин-Бекчурин А. И. Краткие итоги инженерно-геологического изучения пород сантона и кампана в районе Донской плотины. — Тр. Геол. инст. Акад. Наук СССР, 1939, вып. 9.
Скопинцев Б. А. О скорости разложения органического вещества отмершего планктона. — Тр. Всес. гидробиол. общ., 1949, 1.
Смирнов Н. Д. Факторы действия фосфорита. — Фосфоритование, М. ОНТИ, 1935.
Смирнов Н. Д. Тонина помола фосфоритной муки из разных фосфоритов. Фосфорные удобрения и их качества. Сельхозгиз, 1938.
Смирнов Н. Н. Петрографические исследования в подмосковном карбоне. — Тр. Инст. мин., петрогр. и кристалл., 1930, № 9.
Соболев Д. Н. О тектонике Днепро-Донецкой мульды. — Сов. геол., 1941, № 1.
Соболевская В. П. Палеогеография и структура Русской платформы в верхнемеловую эпоху. — В сб.: «Памяти академика А. Д. Архангельского», М.—Л., 1951
Соймонова О. Д. и Слудская Н. П. К вопросу о структуре фосфоритов. — Агрономич. руды СССР, 1938, 4.
Соймонова О. Д. и Слудская Н. Н. Рентгенографическое исследование фосфоритов СССР. — Агрономич. руды СССР, 1939, 5.
Соймонова О. Д. и Слудская Н. Н. Рентгенографическое изучение фосфоритов СССР. — Агрономич. руды СССР, 1941, 6.
Страхов Н. М. Карбонаты в осадках современных лагун и их значение для проблемы карбонатообразования. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1947, № 2
Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. — Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1951, вып. 124, сер. геол., № 45.
Субботин С. И. К вопросу о связи Львовской мульды с Днепровско-Донецкой впадиной. — Тр. Львовск. геол. общ., сер. геол. нефт., 1948, 1.

Таран А. С. Месторождение цементного сырья в районе с. Русские Тишки на Харьковщине. — Зап. Научно-исслед. инст. геол. при Харьк. унив., 1934, 4.
Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. М.—Л., ОНТИ, 1936.
Теодорович Г. И. О кремнистых образованиях верхнего палеозоя западного склона Южного Урала. — Бюлл. Моск. Общ. испыт. природы, отд. геол., 1935, 13 (4).
Толкачева П. М. Полезные ископаемые Серафимовичского района Сталинградской области. — Учен. зап. Саратовск. унив., 1940, 15, вып. 1.
Трautшольд Г. Северная часть Московской губернии. Мат. по геол. России, 1872, 4.
Трофимов А. В. Окислительная активность и pH коричневых осадков Баренцова моря. — Докл. Акад. Наук СССР, 1939, 23, № 9.
Тутковский П. А. Фораминиферы из третичных и меловых отложений Киева. — Зап. Киевск. общ. естествоиспыт. за 1888 г., 1887, 8, вып. 2.
Тутковский П. А. Ископаемая микрофауна Украины. Киев, 1925.
Фатчихина О. Е. Динамика содержания фосфора и железа в иле Черного озера (Косино). — Гидрохим. мат., 1948, 15.
Феофилактов К. М. 1. К вопросу об артезианских колодцах в Киеве. — Зап. Киевск. общ. естествоиспыт., 1887, 8, вып. 2.
Феофилактов К. М. 2. О результатах дальнейшего бурения на Подоле в усадьбе Шлейфера. — Зап. Киевск. общ. естествоиспыт., 1887, Протоколы.
Фивег М. П. Месторождения мела в южной части бассейна Волги. — Мин. сырье, 1929, № 5—6.
Фивег М. П. и Розанов С. П. Минералогическая характеристика фосфатов русских фосфоритов в связи с агрономическим их использованием. — Удобрение и урожай, 1929, № 4.
Фивег М. П. и Русинов Л. А. Полянское месторождение фосфоритов. — Мин. сырье, 1929, № 4.
Фишер де Вальдгейм Г. И. Notice sur le *Beryx dinolepidotus*, poisson fossile de la craie blanche du gouvernement de Voronèje. [Заметка об ископаемой рыбе *Beryx dinolepidotus* из белого мела Воронежской губернии] — Bull. Soc. Nat. Moscou, 1841.
Фрейвальд Ю. И. Геолого-поисковые работы на цементное сырье в районе правого берега р. Десны, от с. Оболонь Конотопского округа до с. Игнатовки Глуховского округа, и в окрестностях г. Киева. —Лукьяновка—Приорка, в 1928 г. — Вести. Укр. геол.-разв. упр., 1930, вып. 15.
Фролова Н. В. Химико-петрографический очерк сантонских глин Волго-Дона. — Тр. Геол. инст. Акад. Наук СССР, 1939, 9.
Харвей Х. С. Биохимия и физика моря. Л., 1933.
Ходнев А. И. и Кайзерлинг А. А. Phosphorsauere Kalkerde in der russischen Kreideformation [Фосфорнокислая известь в меловой формации России]. — Verh. Russ. Min. Ges., 1845—1846.
Цаленко М. М. Меловые отложения БССР. — Изв. Акад. наук БССР, отд. геол., 1947, вып. 2.
Чирвинский В. Н. О цементе фосфоритов. — Дневник XII съезда русских естеств. и врачей, отд. геол. и мин., 1910, № 9.
Чирвинский В. Н. Zur Frage über die mineralogischen Natur der russischen Phosphorite. [К вопросу о минералогической природе русских фосфоритов]. — N. Jb. Min., 1911, 11.
Чирвинский В. Н. Фельдшпатизация киевского мела. — Геол. вести., 1918, 2, № 3.
Чирвинский В. Н. Фосфориты Украины. Пг., 1919.
Чирвинский П. П. Геологические наблюдения в Болховском уезде Орловской губ. и в смежных с ним частях Мценского и Белевского уездов. — Зап. Киевск. общ. естествоиспыт., 1904, 19.
Чирвинский П. П. Фосфориты на округи г. Рыльска Курской губ. — Ежегодник геол. и мин. России, 1906, 8, вып. 8—9.
Чирвинский П. П. Геологическое строение правобережной полосы по р. Сейму в пределах Курской губ., ч. 1—2. — Зап. Киевск. общ. естествоиспыт., 1908, 20; 1910, 23.
Чирвинский П. П. Основные черты тектоники Полтавской, Черниговской и Курской губ. — Ежегодник геол. и мин. России, 1912, 14.
Чухров Ф. В. К минералогии и геохимии бария в осадочных породах в связи с изучением керченских баритов. — Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1937, № 6.
Шалфеев В. М. К вопросу о характере химических процессов, протекающих в зоне выветривания пород сантона. — Тр. Геол. инст. Акад. Наук СССР, 1939, 9.
Шатский Н. С. Стратиграфия и тектоника верхнемеловых и нижнетретичных отложений северной окраины Донецкого кряжа. — Тр. Особой ком. Курск. магнит. аномалий, вып. 5. Тр. Геол. отдела. М., Гос. изд., 1924.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М.—Л., 1948.
Эйхвальд Э. И. Геогнозия, преимущественно в отношении России, ч. 1—2. СПб., 1846.
Эйхвальд Э. И. Einige paleontologische Bemerkungen über die Eisensande von Kursk. [Некоторые палеонтологические замечания о железистом песке из Курска]. — Bull. Soc. Nat. Moscou, 1853.
Энгельгардт А. Н. Über die chemische Zusammensetzung der in der russischen Kreideformation vorkommenden versteinerten Holzer und Tierknochen. [О химическом составе окаменелои древесины и костей животных, встречающихся в меловой формации России]. — Bull. Acad. Sci. St.-Petersb., 1867, **12**.
Энгельгардт А. Н. Из химической лаборатории земледельческого института в С.-Петербурге. — Сельское хозяйство и лесоводство. СПб., 1867—1868.
Энгельгардт А. Н. О химическом составе окаменелых деревьев и костей, встречающихся в меловой формации. — Тр. 1 съезда естеств., отд. геол. и мин. СПб., 1868.
Энгельгардт А. Н. О фосфоритах. — Тр. Вольн. экон. общ., 1888, № 5.
Энгельгардт А. Н. Фосфориты и сидерация. СПб., 1891.
Эпштейн В. В. и Анферова Л. В. Диффузионные отношения между рапой и иловыми отложениями озера Карачи. — Докл. Акад. Наук СССР, 1952, **85**, № 6.
Эренберг Х. Ч. Об образовании мела. — Горный журнал, 1839, ч. 4, № 12.
Яковлев Н. Н. Остатки мозазавра из верхнемеловых отложений юга России. — Изв. Геол. ком., 1901, **20**, № 9.
Яншинский Е. М. Минералогический состав дабужского трепела. — Мат. по изучению трепела и диатомита в СССР, 1929, **1**.
André E. Geologie des Meeresbodens. Berlin—Leipzig, 1923.
Bavendamm W. Die microbiologische Kalkfallung in der tropischen See. — Arch. Microbiol., 1932 **3**.
Bradley W. H. Coprolites from the Bridger formation of Wyoming, their composition and microorganism. — Amer. Journ. Sci., 1946, **244**, № 3.
Bramlette M. N. a. Bradley W. H. Geology and biology of North-Atlantic deep-sea cores between Newfoundland and Ireland. P. I. Lithology and geologic interpretation. — U. S. Geol. survey, Prof. pap., 1940, 196A.
Cayeux L. Contribution a l'etude micrographique des terrains sedimentaires. I. Craie du bassin de Paris. — Ann. Soc. Geol. du Nord, 1897, 4, livre 2.
Cayeux L. Les roches sedimentaires de France. Roches siliceuses. Paris, 1929.
Cayeux L. Interpretation des depots de phosphate de chaux dragues sur l'Abulhas Bank. — C. R. Acad. Sci., Paris, 1932, **194**.
Cayeux L. Existence de nombreuses bacteries dans les phosphatées sedimentaires de tout âge. — C. R. Acad. Sci., Paris, 1936, **203**, № 23; C. R. Soc. Geol. France, 1936, 261.
Cayeux L. Structure brechoide des craies phosphatees du Nord de la France et ses multiples origines. — C. R. Acad. Sci., Paris, 1938, № 6.
Drew G. H. On the precipitation of calcium carbonate in the sea by marine bacteria. — Journ. Marin. Biol. Assoc., 1913, **9**, № 4.
Emery K. O. a. Dietz R. S. Submarine phosphorite deposits of California and Mexico. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1942, **53**, № 6; 1945, **56**, № 4; California Journ. min. a. geol., 1950, 46.
Gee H. Calcium equilibrium in sea water. — Bull. Scripps Inst. of Oceanography, 1932, **3**, № 7, 8.
Hannsen H. Die Bildung des Feuersteins in der Schreibkreide. — Schr. naturw. Vereins Schleswig-Holstein, 1901, **12**, H. 2.
Jacob K. D. a. oth. The composition and distribution of phosphate rock with special reference to the United States. — U. S. Dept. Agricult., Techn. Bull., 1923, **364**.
Jonston J. a. Williamson E. The role of inorganic agentes in the deposition of calcium carbonate — Journ. geol., 1916.
Jukes-Browne J. A. a. Hill W. The cretaceous rocks of Britain. Vol. 1—2.— Mem. Geol. Survey U. Kingdom, 1900—1903.
Lohmann H. Die Coccolithophoride. Eine Monographie der coccolithenbildenden Flagellaten. — Arch. f. Protistenkunde, 1902, Bd. I.
Mayer Fr. K. u. Weineck G. Die Verbreitung des Kalciumkarbonates im Tierreich unter besonderen Berichsichtigung der Wirbellosen.— Jenaische Zs. Naturw., 1932, **66**.
McConnell D. The substitution of SiO_4 groups for PO_4 groups in the apatite structure, ellestadite the endmember. — Amer. Min., 1937, 22, № 9.
McConnell D. A structural investigation of the isomorphism of the apatite group. — Amer. Min., 1938, 23.
Moore E. S. a. Maynard J. E. Solution, transportation and precipitation iron and silica. — Econ. geol., 1923, **24**, № 3—5.

Penrose R. Nature and origin of deposits of phosphate of Lime. — U. S. Geol. Survey, 1888, **46**.
Recent marine sediments, a symposium. Ed. by Parker D. Trask. Tulsla, Okl. and London, 1939.
Revelle R. a. Emery K. Barite concretions from the ocean floor. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1951, **62**, № 7.
Rindell K. Z. s. phys. Chem., 1910, **70**.
Rogers A. F. Collophane — a much neglected mineral. — Amer. Journ. Sci., 1922, **3**.
Roy C. J. Silica in natural water. — Amer. Journ. Sci., 1945, **243**, № 7.
Schwarz A. Untersuchungen über Bildungsweise von sedimentaren festen Kieselsauregesteinen nichtklastischen Ursprungs. — Senkenbergiana, 1938, **11**.
Silverman S. a. oth. Quantitative determination of calcite carbonate-bearing apatites. — Amer. Min., 1952, **37**, № 3—4.
Sollas W. J. On the Ventriculites of the Cambridge upper Greensand. — Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1873, **23**.
Swerdrup H. H., Johnson M. W. a. Fleming B. H. The Oceans. Berkley a. Losangeles, 1942.
Thorp E. M. Calcareous shallow-water marine deposits of Florida and Bahamas. — Pap. from Tortugas labor. Carnegie inst., 1935, **29**.
Todd J. P. Schoal-water deposits of the Bermuda banks. — Woods-Hole Oceanogr. Inst., Coll. repr., 1939, № 191.
Uda M. The result of simultaneous oceanographycal investigations in North Pacific Oceans adjacent to Japan, made in August 1933. — Fish. Exp. St., 1935, **6**.
Wallace A. R. Island life and the phenomena and causes of insular faunas and floras. London, 1880.
Wattenberg H. Kohlensäure und Kalciumkarbonat im Meere. — Fortschr. Min., 1936, Bd. 20.
Wetzel O. Die in organischen Substanzen erhaltenen Mikrofossilien des baltischen Kreide-Feuersteins. Palaeontographica, 1933, **77**, **78**.
Wetzel W. Die Enstehungsgeschichte verschiedenen Arten von Kreidefeuersteinen. — Zs. Dtsch. Geol. Ges., 1937, **89**, H. 7.
Zobell C. E. Marine Microbiology. Waltham, Mass., 1946.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5

I. История геологического изучения 9

II. Стратиграфия 9

III. Состав и распространение меловых отложений 12

1. Валанжинский ярус 12
2. Готерив, баррем и апт 15
3. Альбский ярус 17
4. Сеноманский ярус 23
А. Белоруссия 23
Б. Северная окраина впадины 26
В. Город Киев 39
Г. Киевский район 41
Д. Город Полтава 43
Е. Северо-западная окраина Донбасса 44
Ж. Южная окраина Донбасса 49
З. Условия образования осадков 52
1) Литология 52
2) Органический мир 57
5. Туронский и коньякский ярусы 61
А. Белоруссия 62
Б. Северная окраина впадины 65
В. Северо-западная и северная окраины Донбасса 77
Г. Южная окраина Донбасса 84
Д. Условия образования осадков 86
6. Сантонский ярус 90
А. Северная окраина впадины 91
Б. Калачевский район на нижнем Дону 108
В. Северо-западная и северная окраины Донбасса 110
Г. Южная окраина Донбасса 112
Д. Условия образования осадков 114
7. Кампанский ярус 117
А. Северная окраина впадины 117
Б. Северная и северо-западная окраины Донбасса 120
В. Южная окраина Донбасса 129
Г. Условия образования осадков 139
8. Маастрихтский ярус 142
А. Центральная часть впадины 142
Б. Бассейн р. Луганя 146
В. Южная окраина Донбасса 152
Г. Условия образования осадков 156
9. Хоперский горизонт 157
А. Петрографическое описание 157
Б. Условия образования осадков 162

IV. Состав и происхождение важнейших типов пород 167

А. О фациях 167
Б. О диагенезе 168

1. Пишущий мел и мергели 171
А. История исследования 171
Б. Классификация и номенклатура 172
В. Карбонатная часть мела и мергелей 174
Г. Соединения кальция и магния в мергелях 179
Д. Некарбонатная часть мела и мергелей 182
1) Механический состав 182
2) Органические остатки 183
3) Цеолиты 183
4) Барит 186
5) Прочие минеральные примеси 188
Е. Текстуры и методы их проявления 191
Ж. Состав мела Западной Европы и Поволжья 197
З. Происхождение мела 199
2. Опоки, трепелы и кремни 213
А. История исследования 213
Б. Классификация и номенклатура 216
В. Кремни, их состав и распространение 217
Г. Происхождение кремней 232
Д. Спонголиты и гезы 241
Е. Опоки и трепелы 242
Ж. Условия образования трепелов и опок 246
3. Фосфориты 250
А. История исследований 250
Б. О классификации фосфоритов 262
В. О минералогической природе фосфатного вещества 267
Г. Петрография конкреционных фосфоритов 272
Д. Происхождение фосфоритов 282
Заключение 291
Литература 295