

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Т. Т. К Л У Б О В А

ЛИТОЛОГО-
МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА
МЕЛОВЫХ ГЛИН
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ
НИЗМЕННОСТИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И РАЗРАБОТКИ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ
ЛАБОРАТОРИЯ ЛИТОЛОГИИ И СТРАТИГРАФИИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Т. Т. КЛУБОВА

ЛИТОЛОГО-
МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА
МЕЛОВЫХ ГЛИН
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ
НИЗМЕННОСТИ

*(По материалам Березовской, Омской
и Ханты-Мансийской опорных скважин)*

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Москва 1961

Ответственный редактор

Г. И. ТЕОДОРОВИЧ

ВВЕДЕНИЕ

В директивах XX съезда КПСС по шестому пятилетнему плану указывается на необходимость всемерно расширять в восточных районах страны поиски новых месторождений нефти и газа.

В связи с этим большое значение приобретает дальнейшее исследование Западно-Сибирской низменности, этой важной в отношении поисков нефти и газа, но по существу мало изученной области.

Западно-Сибирская низменность является величайшей равниной мира площадью в 3400 тыс. км². Однако обширные пространства ее заболочены, покрыты лесом и почти не обжиты.

Наиболее экономически освоены лишь южные степные районы, а также территории, расположенные близ крупных водных артерий (Енисей, Обь, Иртыш, Тобол).

В геологическом отношении Западно-Сибирская низменность представляет собой громадную плиту, имеющую четкое двухъярусное строение (фундамент и покров).

Фундамент сложен в основном сильно дислоцированными и часто метаморфизованными палеозойскими и частично докембрийскими отложениями, прорванными разнообразными по составу изверженными породами. В фундаменте плиты отмечаются впадины типа межгорных, представленные среднепалеозойскими, верхнепалеозойскими и триасовыми отложениями.

Метаморфизм и дислоцированность пород, выполняющих эти впадины, заметно более ослаблены, чем у пород, слагающих главную часть фундамента.

Покров сложен мезокайнозойскими отложениями, представленными различными глинами, песчаниками, песками, алевролитами, алевролитами и реже трепсалами, опоками, диатомитами и другими породами. Мощность мезокайнозойского покрова значительна и в отдельных участках низменности достигает 3,5 км (Омская синеклиза) и даже более 4 км (Таймырская синеклиза).

По данным фауны и флоры в разрезе покрова плиты с достоверностью установлены отложения: нижней и средней юры, келловоя, оксфорда, киммериджа, волжского яруса, валанжина, альба, турона, сантона, маастрихта, палеогена, миоцена и плиоцена. Немало в разрезе и немых толщ. Условно они относятся к готерив-апту, сенomanу, коньяку, кампану и датскому ярусу.

Мезокайнозойские отложения различных районов низменности изучены неодинаково. Менее всего известна стратиграфия этих отложений для юго-восточных районов низменности, где они представлены

преимущественно континентальными осадками. Мезокайнозойские отложения Западно-Сибирской плиты совершенно не метаморфизованы и залегают весьма полого, почти горизонтально. Угол наклона слоев измеряется обычно минутами и несколькими десятками минут. На общем фоне полого залегающих слоев выделяются локальные структурные поднятия платформенного типа, на крыльях которых наклон слоев местами доходит до $2-3^\circ$, а в единичных случаях до $10-12^\circ$. Близ

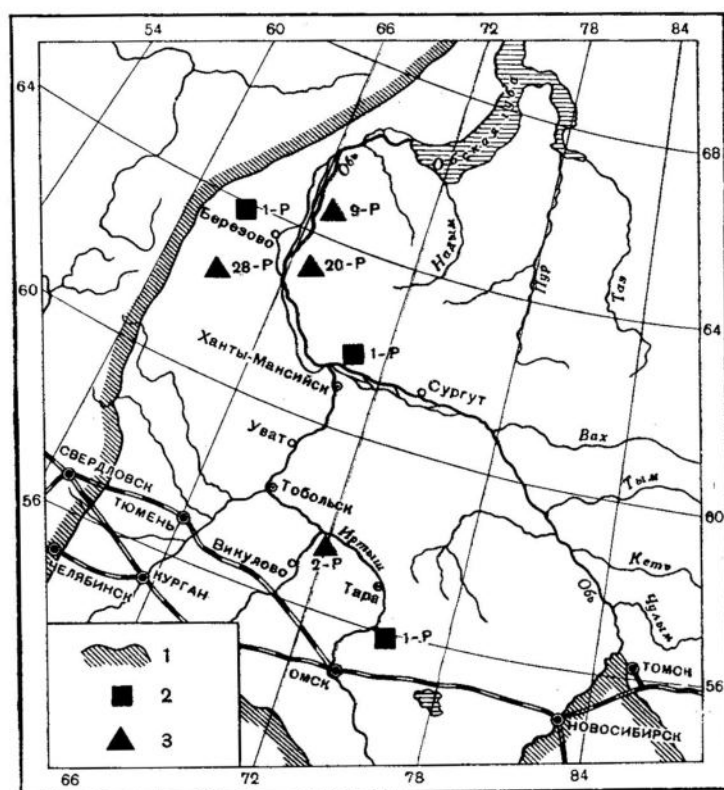


Рис. 1. Обзорная карта Западно-Сибирской низменности:

1 — граница Западно-Сибирской низменности; 2 — опорные скважины;
3 — разведочные скважины

окраин низменности в мезокайнозойских отложениях изредка встречаются и более крутые складки с крыльями, имеющими наклон до $40-60^\circ$.

По своему строению мезокайнозойский покров распадается на ряд крупных структур I и II порядка. Расчленение мезокайнозойского покрова принимается по Н. Н. Ростовцеву (1955).

Выделяется по размерам Омская синеклиза северо-восточного простирания — главная структура южной части Западно-Сибирской низменности. На юго-востоке она переходит в Каменскую антеклизу, на западе — в Вагайско-Ишимскую. К западу от последней намечается резко асимметричная Приуральская синеклиза с весьма пологим и большим западным и более круто наклоненным восточным бортом. Каменская антеклиза на юге сменяется Кулундинской синеклизой. Все эти структуры I порядка осложнены ступенями, валами и впадинами (структуры

II порядка) и довольно многочисленными локальными поднятиями платформенного типа (структуры III порядка). В менее изученных центральных и северных частях низменности также намечается несколько валов (Александровский, Березовский, Сартыньинский и др.) и впадин (Усть-Иртышская, Усть-Вахская, Усть-Тымская и др.).

В 1950—1955 гг. над изучением геологического строения и перспектив нефтегазоносности огромной территории Западно-Сибирской низменности работали сотрудники комплексной Восточной нефтегазовой экспедиции Института нефти АН СССР, Сибирского филиала АН, ВСЕГЕИ, ВНИГРИ и других организаций.

Проведенные исследования показали, что наиболее перспективными по промышленной нефтегазоносности являются отложения мезозойского возраста.

Глинистые осадочные породы играют важную роль в разрезе мезозоя Западно-Сибирской низменности. Однако ранее они систематически не изучались, так как основное внимание было уделено песчано-алевритовым породам. В то же время изучение глин является неотъемлемой и весьма важной частью исследования осадочных образований. Поэтому в 1955 г. автором было начато исследование глинистых пород меловой системы Западно-Сибирской низменности по образцам керна из Березовской, Ханты-Мансийской и Омской опорных скважин. Также использовался керновый материал некоторых разведочных скважин (Березово 9-Р, 20-Р, 28-Р и Викулово 2-Р). Схема размещения пунктов исследования меловых глин дана на рис. 1.

Изучение глин проводилось в тесном сочетании и как бы на фоне общего петрографического изучения всех других пород разреза, главным образом алевритовых, которые вместе с глинами являются доминирующими породами разреза.

Целью исследования являлась детальная минералого-петрографическая характеристика глинистых и алевритовых пород для выяснения фациальных особенностей и условий образования меловых пород Западно-Сибирской низменности.

При этом большое внимание уделялось минеральным новообразованиям в глинистых породах, определяющим последовательность тех изменений, которые произошли как в осадке, так и в породе, образовавшейся из этого осадка.

В задачу автора входило также исследование влияния катионов электролитов на минералогический состав коллоидной фракции, осаждаемой ими (на образцах из Березовской опорной скважины), и выяснение возможности применения методики, принятой в лаборатории, для исследования глин монтмориллонитового состава (на образцах чистых монтмориллонитов). В выполнении работ по теме принимала участие старший лаборант Е. Ф. Рехлинг.

I. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Методика минералогического изучения любой породы определяется особенностями ее состава и строения.

Основными особенностями большинства глинистых пород являются: их полиминеральность (включая биминеральные разности) и тонкая дисперсность составляющих породу минералов, которые могут быть как принесенными, так и аутигенными.

Без детального изучения минералогического и гранулометрического состава невозможно получить полного представления об особенностях глин как горных пород, а также решить такие важные вопросы нефтяной геологии, как генезис нефти, палеогеографические построения для эпох формирования нефтеносных толщ, петростратиграфическая корреляция отложений без фауны или с фауной плохой сохранности и другие.

Полиминеральность и тонкая дисперсность глин вызывают необходимость их комплексного исследования. Однако степень детальности изучения, равно как и необходимый комплекс применяемых методов зависит от задач и целей исследования, а также от четкого понимания возможностей каждого метода.

В настоящее время наибольшей известностью пользуются следующие методы исследования минералогического состава глинистых пород: петрографический, гранулометрический, химический, термический, минералогический (иммерсионный), электронномикроскопический, структурный (рентгеновский и электронографический) и спектрофотометрический. В зависимости от склонностей, а главное от специальности исследователя, один из этих методов (за исключением петрографического и гранулометрического анализов, которые всегда дополняют выбранный комплекс исследований) принимается за главный, а остальные используются как вспомогательные при точной диагностике минералов.

В нашей лаборатории в качестве главного применяется иммерсионный метод исследования глинистых пород, разработанный П. П. Авдусиным. Эта методика позволяет выделять из глин, являющихся, в большинстве своем, образованиями полиминеральными, более или менее мономинеральные фракции.

Однако применение этой методики (Авдусин, 1953, Клубова, 1957) встретило возражения со стороны ряда исследователей (Петров, 1954 и др.), указывающих, в частности, на то, что монтмориллонит как наиболее чувствительный минерал резко изменяет свойства при фракционировании его в тяжелых жидкостях. Нам это утверждение не показалось бесспорным и мы решили провести методическую работу по выяснению поведения при гидравлическом и гравитационном анализах минералов группы монтмориллонита. Для опыта были взяты образцы огланлинского бентонита и азербайджанского гиляби, состоящие в основном из монтмориллонита.

Работа проводилась следующим образом. Исходный образец изучался с помощью минералогического (определение показателей преломления и двупреломления), термического, рентгеновского, электронографического и электронномикроскопического методов. Кроме того, определялась карбонатность породы по Кларку.

После этого два кусочка исследуемой породы поступали на анализ.

Образцы помещали в восьмилитровые банки, заливали в одном случае 3%-ной соляной кислотой, а в другом — дистиллированной водой и выдерживали сутки. Затем кислоту и воду аккуратно сливали при помощи резинового шланга, а образцы отмывали от карбонатов и электролитов до получения отрицательной реакции на Cl^- .

Освобожденные таким образом от электролитов исследуемые образцы разделяли гидравлическим способом на две фракции: алевроитовую ($>0,01$ мм) и пелитовую + коллоидную. Затем на центрифуге с помощью специальной воронки для улавливания коллоидов фракцию пелитовую + коллоидную разделяли на две фракции: пелитовую (от 0,01 до 0,0002 мм) и коллоидную ($<0,0002$ мм). Пелитовую фракцию, выделенную из обоих образцов, подвергли гравитационному анализу с выделением фракций уд. в. $>2,47$; $2,47-1,80$ и $<1,80$.

Фракционирование в жидкости Туле проводилось дважды для каждого удельного веса.

Полученные при центрифугировании фракции, тщательно отмытые от жидкости Туле, были исследованы с помощью тех же методов, что и исходный образец¹.

Результаты методической работы излагаются ниже.

Как уже отмечалось, методическому исследованию подвергся огланлинский бентонит (Туркменская ССР), сложенный в основном монтмориллонитом.

Под микроскопом огланлинский бентонит представляет собой агрегат микроцешушек, имеющих в проходящем свете слабо желтоватый оттенок.

$N_p = 1,524 \pm 0,005$, $N_p = 1,503 \pm 0,005$, двупреломление 0,021.

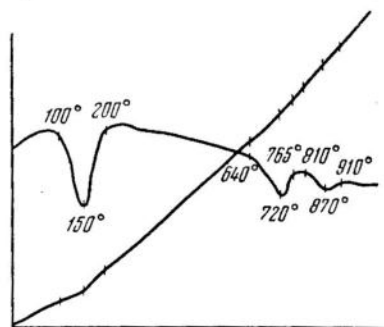


Рис. 2. Кривая нагрева исходного образца огланлинского бентонита

На кривой нагрева огланлинского бентонита (рис. 2) первая эндотермическая реакция при температуре 150° , связанная с выделением межпакетной воды, очень интенсивна. Вторая эндотермическая

¹ Для того чтобы узнать насколько гидравлический анализ изменяет свойства монтмориллонита, фракции эти находились в воде в течение года. За это время трижды производилось измерение показателей преломления монтмориллонита: через месяц, через полгода и через год. Только после этого высушенные при комнатной температуре фракции исследовались перечисленными выше методами.

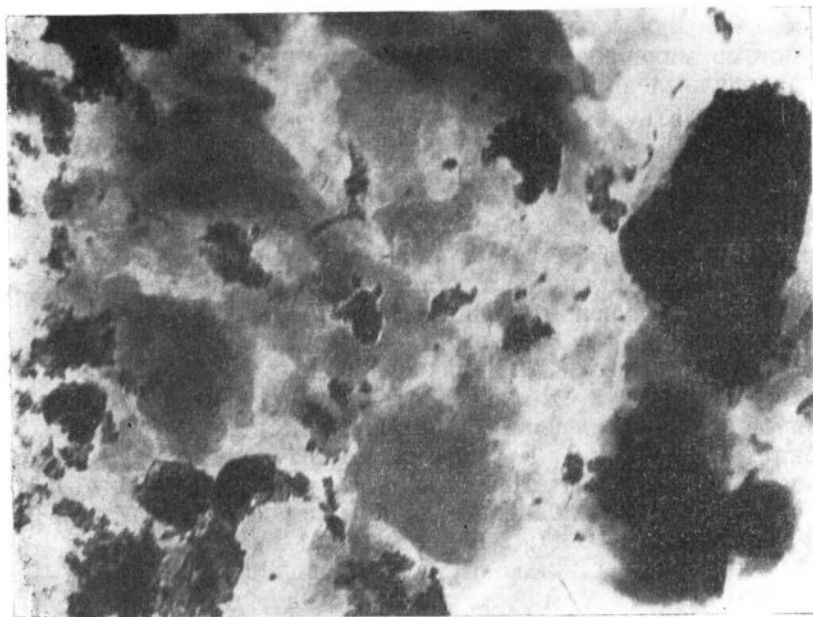


Рис. 3. Электронномикроскопическая фотография исходного образца огланлинского бентонита ($\times 12\,000$)

остановка при 720° , связанная с выделением конституционной (гидроксильной) воды, менее интенсивна, чем первая. Меньшая интенсивность второй эндотермической реакции, по сравнению с первой, характерна для всех монтмориллонитовых глин. Третий эндотермический эффект при температуре 870° имеет небольшую интенсивность и объясняется разрушением решетки минерала и аморфизацией вещества.

Приведенная в табл. 1 рентгенограмма исходного образца огланлинского бентонита¹ отвечает эталонным рентгенограммам монтмориллонита ($d/12,8\text{ \AA}$).

Электронографическими исследованиями² установлены следующие параметры элементарной ячейки монтмориллонита из огланлинского бентонита: $a=5,17\text{ \AA}$, $b=8,95\text{ \AA}$, $c=10,0\text{ \AA}$, $\beta=100,3^\circ$. При электронографическом исследовании исходного образца отмечены также слабые кольца кристобалита на I и II эллипсах электронограммы.

На электронномикроскопической фотографии видно, что фракция огланлинского бентонита $<0,001\text{ мм}$ состоит из крупных полупрозрачных пластинок изометричной формы с размытыми краями и беспорядочной расплывчатой массы чрезвычайно малых чешуек монтмориллонита, а также непрозрачных агрегатов кристобалита угловатой формы и различных размеров (рис. 3).

Гранулометрический состав огланлинского бентонита следующий: алевритовая фракция ($>0,01\text{ мм}$) — $0,44\%$, пелитовая фракция ($0,01—0,0002\text{ мм}$) — $27,02\%$, коллоидная фракция — $65,52\%$, потери — $7,02\%$. Алевритовая фракция представлена кварцем, полевыми шпатами, цеолитами, вулканическим стеклом, обломками раковин радиолярий, зеленовато-коричневым биотитом. Акцессорные минералы представлены единичными зернами циркона и рудных минералов.

¹ Рентгеновские исследования образцов выполнены Ю. М. Королевым (ВНИГНИ).

² Электронографические исследования выполнены Б. А. Ануровым (ВНИГНИ).

Таблица 1

Рентгенограммы бентонита и гилляби

Бентонит, эталон		Бентонит центрифугированный, без обработки HCl		Бентонит центрифугированный, с обработкой HCl		Гилляби, эталон		Гилляби центрифугированный, без обработки HCl		Гилляби центрифугированный, с обработкой HCl	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	9ш.	14,8	—	—	—	—	10ш.	14,8	—	—
10ш.	12,8	—	—	8ш.	12,5	10ш.	12,8	—	—	9ш.	12,3
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	7	9,15	7	9,11	4	9,12
—	—	—	—	—	—	4	7,92	5	7,93	3	7,89
3	7,69	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	6,24	—	—	—	—	2	6,87	2	6,83	1	6,80
—	—	2р.	4,97	3р.	4,93	4р.	5,14	4	5,12	4р.	5,12
9	4,50	9	4,50	9	4,50	9	4,48	9	4,48	10	4,48
6	4,30	2	4,29	6	4,28	4	4,23	3	4,22	4	4,25
10ш.	4,06	10	4,06	10ш.	4,06	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	8	3,96	8	3,95	7	3,95
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	4р.	3,42	5	3,39	1	3,38
8р.	3,09	3р.	3,14	4р.	3,178	8ш.	3,15	4	3,17	2	3,15
—	—	3т.	3,04	—	—	4	2,968	6	2,970	6	2,963
7т.	2,814	4	2,855	4р.	2,823	3	2,776	5	2,797	2	2,784
—	—	—	—	—	—	2	2,711	3	2,721	3	2,689
7	2,568	8	2,571	7	2,566	8р.	2,565	8р.	2,558	8	2,527
8	2,456	8	2,474	8	2,474	3	2,431	4	2,430	4	2,403
3	2,352	3	2,356	3	2,350	—	—	—	—	—	—
3р.	2,221	4	2,230	3	2,227	—	—	3р.	2,259	—	—
2р.	2,094	3р.	2,092	3	2,101	—	—	—	—	—	—
—	—	3	2,016	4р.	2,017	5р.	2,065	3	2,066	2р.	2,147
7т.	1,990	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	1,928	—	—	—	—	6р.	1,985	—	—	—	—
3	1,864	3р.	1,865	2	1,859	—	—	—	—	—	—
6р.	1,685	7	1,690	6	1,683	6	1,693	6	1,693	2р.	1,684
6р.	1,614	4р.	1,606	7	1,603	4т.	1,621	—	—	—	—
4р.	1,527	4р.	1,535	3	1,527	—	—	—	—	—	—
9	1,489	9	1,490	9	1,489	9	1,498	9	1,492	6п.	1,496
3	1,425	3р.	1,423	3р.	1,425	—	—	—	—	—	—
2	1,398	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6р.	1,284	—	1,284	5	1,284	7р.	1,288	6р.	1,284	6	1,286
4т.	1,244	—	1,242	4	1,240	4р.	1,242	4	1,243	4р.	1,240
4р.	1,235	6р.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7т.	1,145	4р.	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Большинство зерен кварца имеет размер от 0,02—0,03 до 0,04 мм. Немногие зерна имеют размеры от 0,08—0,1 до 0,66 мм. Полевые шпаты очень крупные (от 0,4—0,66 до 1 мм) и совершенно свежие. Размер зерен биотита от 0,14 до 0,4 мм.

При фракционировании в жидкости Туле выяснилось, что основная масса минералов пелитовой фракции огланлинского бентонита попала

в две гравитационные фракции: уд. в. 2,47—1,80 (47,41%) и <1,80 (49,54%). На долю фракции уд. в. >2,47 пришлось лишь 3,25%. Это главным образом бейделлит. Единичные зерна его попали также во фракцию уд. в. 2,47—1,80. Основными минералами фракции уд. в. 2,47—1,80 являются монтмориллонит ($N = 1,526$, $N_p = 1,502$ и $\Delta = 0,024$) и кристобалит в виде отдельных сферолитов размером от 0,001 мм и крупнее и их агрегатов. Во фракции <1,80, помимо монтмориллонита ($N_g = 1,522$, $N_p = 1,501$ и $\Delta = 0,021$) и сферолитов кристобалита, встречено небольшое количество органического вещества и кислого, судя по удельному весу и низкому показателю преломления, вулканического стекла. Измерения показателей преломления в гравитационных фракциях уд. в. 2,47—1,80 и <1,80 через месяц, через полгода и через год не показали существенных изменений для образца, обработанного соляной кислотой. Отклонения составляли 0,004—0,005, что вполне лежит в пределах ошибки измерения при работе со столь тонкими фракциями.

Для образца, не обработанного HCl, через месяц наблюдалось значительное понижение показателей преломления ($N_g = 1,515$, $N_p = 1,494$) при неизменном двупреломлении $\Delta = 0,021$. Последующие замеры через полгода и год не показали изменений оптических констант монтмориллонита, выходящих за пределы ошибки измерений.

На рис. 4 и 5 приведены кривые нагревания гравитационных фракций уд. в. 2,47—1,80 и <1,80. На них отчетливо видны три характерные для монтмориллонитовых глин эндотермические остановки при 140—143, 725—730 и 915—930°.

Несмотря на то, что температура первой эндотермической остановки несколько понижена, по сравнению с исходным образцом, а температура двух других остановок несколько выше, чем на кривой нагревания исходного образца, они тем не менее не выходят за пределы отклонений, известных для этого типа глин (Гинзбург и Рукавишникова, 1951, Вилкулова и др., 1957).

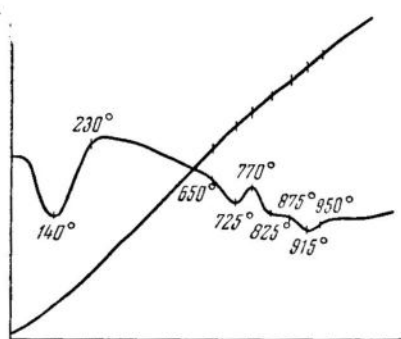


Рис. 4. Кривая нагревания фракции (уд. в. 2,47—1,80) огланлинского бентонита

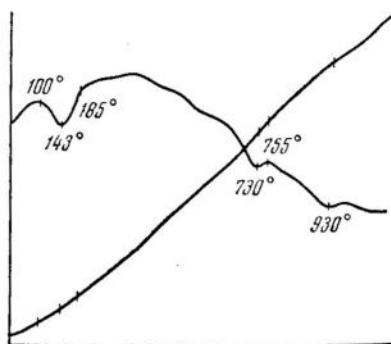


Рис. 5. Кривая нагревания фракции (уд. в. <1,80) огланлинского бентонита

На рентгенограмме фракции уд. в. 2,47—1,80, выделенной из образца огланлинского бентонита, не обработанного HCl, базальные отражения от плоскости (001) увеличиваются до 14,8 Å, что связано с повышением степени гидратации минерала. На рентгенограмме фракции уд. в. 2,47—1,80, выделенной из обработанного соляной кислотой образца, базальные отражения от плоскости (001) снова уменьшаются до 12,5 Å, как и у исходного образца, однако относительная интенсивность их

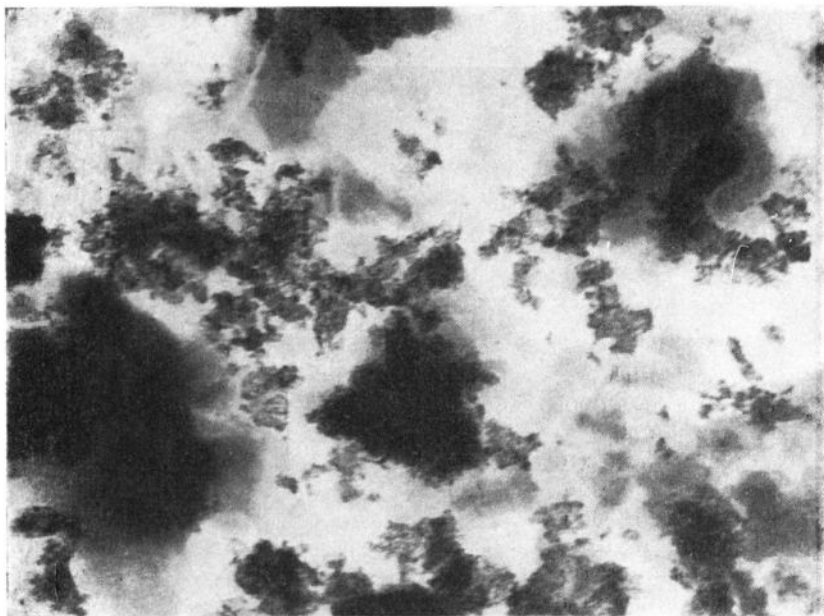


Рис. 6. Электронномикроскопическая фотография фракции (уд. в. 2,47—1,80) огланлинского бентонита ($\times 12\,000$)

несколько снижена, что связано, по-видимому, с заменой некоторого количества обменных катионов на H^+ - и OH^- -ионы.

Электроннографическое изучение фракции уд. в. 2,47—1,80, выделенной из необработанного HCl образца, показало, что эта фракция несколько отличается от исходного образца. Прежде всего, кольца кристобалита на I и II эллипсах электронограммы более четкие, что вполне естественно, так как содержание кристобалита во фракции уд. в. 2,47—1,80 значительно выше, чем в породе. Рефлексы более размыты, некоторые из них сливаются друг с другом, диффузный фон повышен.

Тем не менее параметры элементарной решетки ($a=5,17\text{ \AA}$; $b=8,95\text{ \AA}$; $c=10,0\text{ \AA}$; $\beta=100,3^\circ$) у исследуемой фракции и исходного образца идентичны.

Обработка образца HCl приводит к резкому снижению диффузного фона и выявлению четких рефлексов на электронограмме фракции уд. в. 2,47—1,80. Еще резче выделяются кольца кристобалита. Параметры элементарной ячейки ($a=5,17\text{ \AA}$; $b=8,95\text{ \AA}$; $c=10,0\text{ \AA}$ и $\beta=100,3^\circ$) также тождественны параметрам исходного образца.

Электронномикроскопические фотографии фракции уд. в. 2,47—1,80 (рис. 6, 7) почти полностью аналогичны рис. 3. Это такие же крупные, то более, то менее прозрачные пластинки монтмориллонита изометричной формы с размытыми или неясно ступенчатыми краями и непрозрачные агрегаты кристобалита, которого здесь больше, чем в исходном образце.

На рис. 8 даны электронномикроскопические фотографии фракции уд. в. $<1,80$. На них отчетливо видны крупные неправильной изометричной формы пластинки монтмориллонита, аналогичные описанным выше, а также некоторое количество крупных мало прозрачных чешуек, которые имеют острые выступы, указывающие на закручивание тонких краев чешуек. Эти чешуйки предположительно относят (Davis, Rochow и др., 1951) к обломкам вулканического стекла, частично или полностью

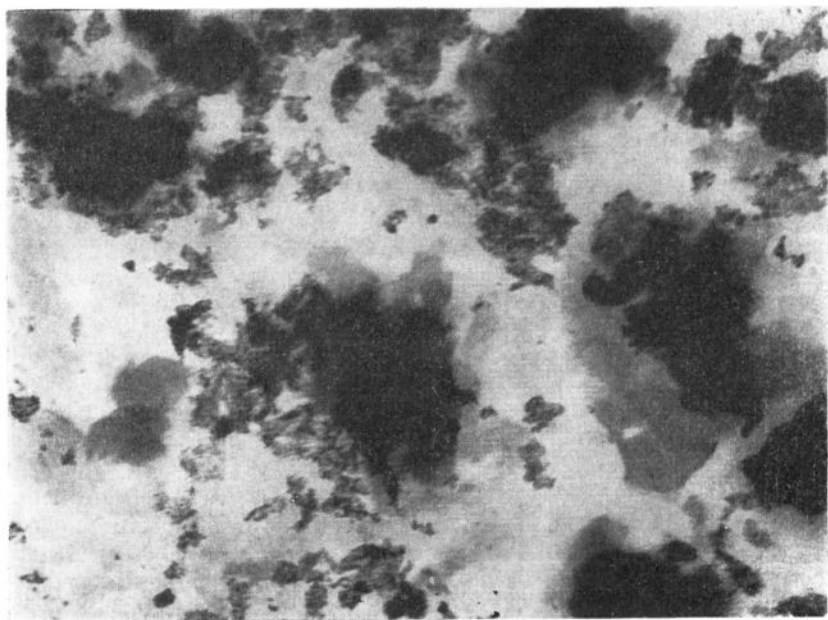


Рис. 7. Электронномикроскопическая фотография фракции (уд. в. 2,47—1,80) огланлинского бентонита ($\times 12\,000$)

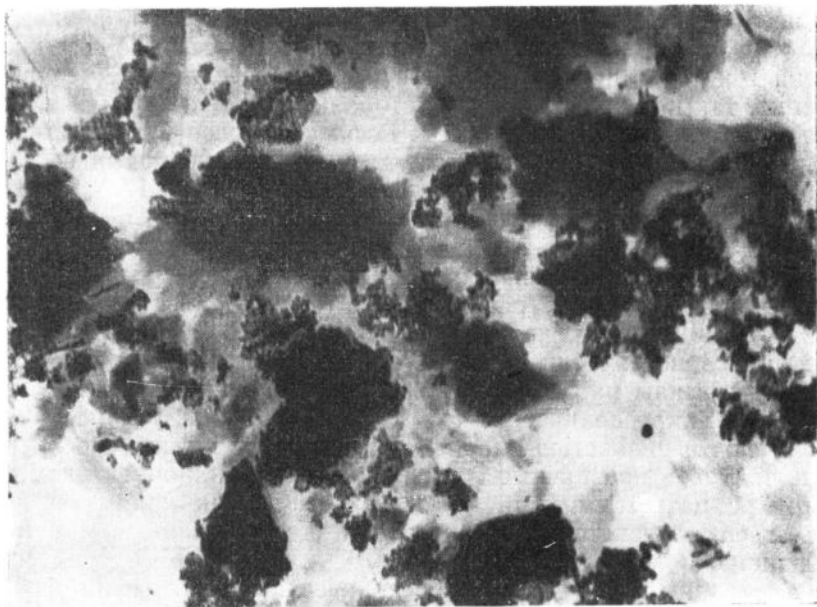


Рис. 8 Электронномикроскопическая фотография фракции (уд. в. $<1,80$) огланлинского бентонита ($\times 12\,000$)

замещенным монтмориллонитом. Некоторые непрозрачные пластинки с острыми режущими краями могут быть расшифрованы, по нашему мнению, как органические остатки.

В качестве другой глинистой породы, сложенной в основном монтмориллонитом, методическому изучению подвергся образец гияли (Азербайджанская ССР).

Под микроскопом гияли наблюдается в чешуйчатых агрегатах желтовато-бурого тона ($N_g = 1,527$, $N_p = 1,503$, $\Delta = 0,024$).

Кривая нагревания исходного образца гияли является типичной для монтмориллонитовых глин и почти не отличается от описанной выше кривой нагревания огланлинского бентонита. Характерные эндозффекты наблюдаются при температурах 150, 670 и 855° (рис. 9).

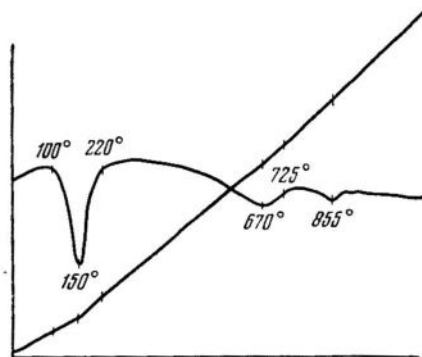


Рис. 9. Кривая нагревания исходного образца гияли

Рентгенограмма исходного образца гияли приведена в табл. 1. Она также отвечает эталонным рентгенограммам монтмориллонита и сходна с рентгенограммой огланлинского бентонита ($d_n = 12,8$, Å).

На электронограмме исходного образца гияли наблюдается относительно четкая дифракционная картина с тонкими линиями и эллипсами, но различными рефlekсами, которые трудно рассчитываются. Диффузный фон удовлетворительный. Параметры элементарной ячейки монтмориллонита следующие: $a = 5,17$ Å, $b = 8,95$ Å, $c = 10,0$ Å, $\beta = 100,3^\circ$.

По данным электронной микроскопии (рис. 10), фракция $< 0,001$ мм состоит из мелких удлиненных чешуек монтмориллонита с расплывчатыми очертаниями. Эта форма является результатом замещения монтмориллонитом мельчайших удлиненных обломков вулканического стекла. Обломки пеплового материала, не замещенные монтмориллонитом, на электронных фотографиях представлены непрозрачными угловатыми частицами с резкими контурами и острыми выступами.

В образце гияли по гранулометрическому составу выделены следующие фракции: алевритовая (47,86%), пелитовая (29,15%) и коллоидная (9,86%). Карбонатность породы по Кларку — 1%. Потери — 13%.

Алевритовая фракция представлена монтмориллонитом (80%), кварцем, полевыми шпатами, вулканическим стеклом, биотитом, опалом и почти изотропными гидрослюдистыми образованиями с низким показателем преломления.

Содержание минералов тяжелой фракции ничтожно. Это единичные зерна хлоритов, пирита, пироксена, роговой обманки.

При разделении по удельным весам основная масса минералов пелитовой фракции гияли (89%) оказалась сосредоточенной во фракции уд. в. 2,47—1,80. Фракция уд. в. $> 2,47$, представленная в основном

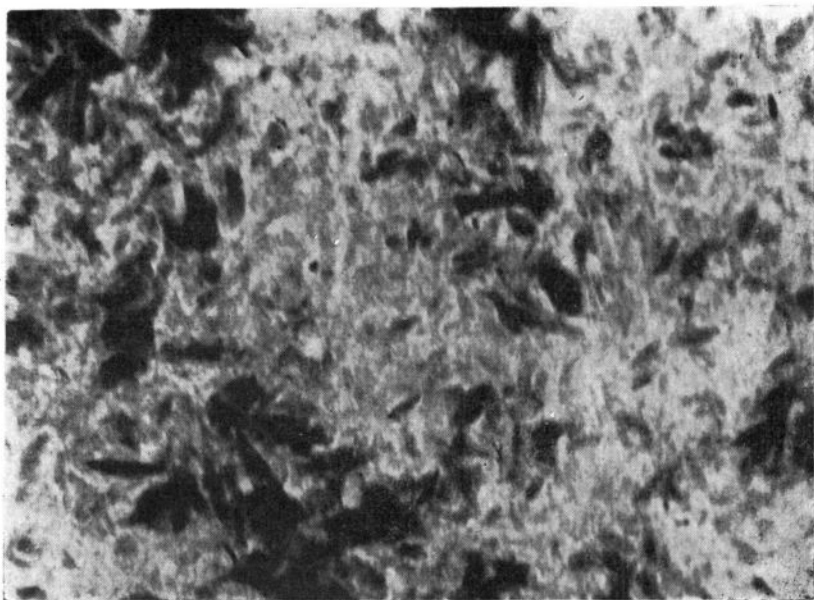


Рис. 10. Электронномикроскопическая фотография исходного образца гилляби ($\times 12\,000$)

пиритом и кварцем, составляет около 1%. Фракция уд. в. $< 1,80$ составляет 10% всей пелитовой фракции. Это главным образом вулканическое стекло и незначительное количество монтмориллонита.

Фракция уд. в. $2,47 - 1,80$ состоит на 85% из монтмориллонита. Остальные 15% приходятся на полевые шпаты, вулканическое стекло и кварц.

Монтмориллонит во фракциях уд. в. $2,47 - 1,80$ и $< 1,80$, выделенных как из обработанного, так и необработанного соляной кислотой образцов, по оптическим константам не отличается сколько-нибудь значительно от монтмориллонита в исходном образце. Различия лежат в пределах ошибки измерения и составляют $\pm 0,005$.

Меньшая чувствительность гилляби к изменению оптических констант, по сравнению с огланлинским бентонитом, объясняется меньшей способностью его к катионному обмену.

Кривая нагревания фракции уд. в. $2,47 - 1,80$ (рис. 11) почти точно повторяет кривую нагревания исходного образца. Интенсивность эндоеффектов несколько снижена, что обусловливается наличием большого количества примесей. Характерные монтмориллонитовые эндотермические остановки наблюдаются при температурах 180, 670 и 850° .

На рис. 12 приведена кривая нагревания фракции уд. в. $< 1,80$. Здесь специфические эндотермические остановки монтмориллонита весьма сильно подавлены присутствующим в большом количестве вулканическим стеклом.

На рентгенограмме фракции уд. в. $2,47 - 1,80$ из образца, не обработанного HCl, базальные отражения (001) увеличиваются до $14,8 \text{ \AA}$ в связи с увеличением степени гидратации образца.

Для фракции уд. в. $2,47 - 1,80$ из обработанного соляной кислотой образца базальные отражения уменьшаются до $12,4 \text{ \AA}$, как и на рентгенограмме огланлинского бентонита.

Изучение фракции уд. в. $2,47 - 1,80$ из образца, не обработанного HCl, методом электронографии показало, что дифракционная картина

ее несколько размыта из-за присутствия механических примесей. Рефлексы, сливаясь, образуют единый эллипс. Диффузный фон повышен. Тем не менее, параметры элементарной ячейки ($a=5,17 \text{ \AA}$, $b=8,95 \text{ \AA}$, $c=10,0 \text{ \AA}$, $\beta=100,3^\circ$) говорят о наличии неизменённого монтмориллонита.

На электронограмме фракции уд. в. 2,47—1,80, обработанной HCl , наблюдается более четкая дифракционная картина. Линии и эллипсы тонкие и четкие, диффузный фон резко уменьшен. Параметры элементарной ячейки монтмориллонита аналогичны приведенным выше.

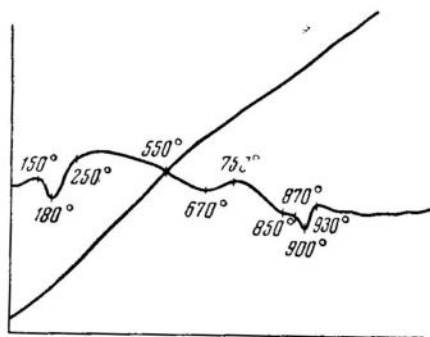


Рис. 11. Кривая нагревания фракции (уд. в. 2,47—1,80) гилляби

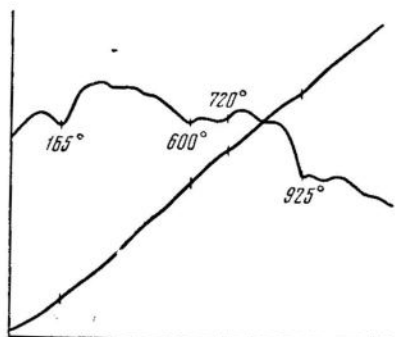


Рис. 12. Кривая нагревания фракции (уд. в. <1,80) гилляби

По данным электронной микроскопии (рис. 13), фракция уд. в. 2,47—1,80 состоит из мелких удлиненных чешуек монтмориллонита с расплывчатыми краями и непрозрачных угловатых частиц вулканического стекла.

На рис. 14 приведена электронномикроскопическая фотография фракции уд. в. <1,80. Она представлена крупными непрозрачными частицами вулканического стекла и небольшим количеством тонких удлиненных чешуек монтмориллонита.

На основании выполненной методической работы можно сделать следующие выводы.

1. Гидравлический анализ образцов, предварительно обработанных соляной кислотой, не изменяет оптических констант минералов группы монтмориллонита, даже если они находились в воде в течение года.

2. Фракционирование минералов группы монтмориллонита в жидкости Туле, проводимое дважды для каждого удельного веса, также не влияет ни на оптические константы, ни на параметры элементарной ячейки монтмориллонита.

3. Гидравлический анализ образцов гилляби и огланлинского бентонита, не обработанных соляной кислотой, приводит к некоторому снижению показателей преломления монтмориллонита при неизменном двупреломлении и общем облике минерала. Остаются также неизменными параметры элементарной ячейки монтмориллонита.

4. Предварительная обработка образцов монтмориллонитовых глин соляной кислотой не только не разрушает решетки монтмориллонита, но и облегчает их исследования другими методами, освобождая от посторонних примесей.

Согласно принятой в лаборатории методике, коллоидная фракция глин, выделенная с помощью специальной воронки для улавливания коллоидов, осаждается из раствора электролитом (алюмо-аммиачные квасцы, соляная кислота), высушивается и в дальнейшем исследуется

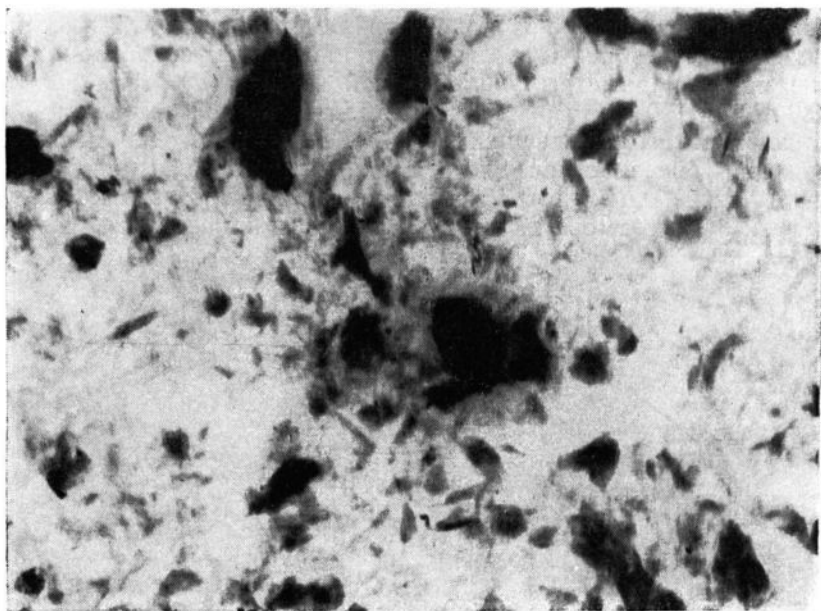


Рис. 13. Электронномикроскопическая фотография фракции (уд. в. 2,47 — 1,80) гилляби ($\times 12\,000$)

электронномикроскопическим, термическим, рентгеновским и другими методами.

Для осаждения коллоидной фракции мы предпочитаем алюмо-аммиачные (или алюмо-калиевые) квасцы, которые очень хорошо отмываются от коллоидной фракции горячей дистиллированной водой и не создают последующих затруднений при исследовании этой фракции под электронным микроскопом и другими методами.

При осаждении коллоидных частиц электролитами нас интересовал вопрос — влияют ли и как влияют катионы электролитов на минералогический состав фракции, осаждаемой ими, за то время, в течение которого проводится опыт?

Выяснению этого вопроса была посвящена методическая работа, проведенная на образцах глинистых пород из Березовской опорной скв. 1-Р.

Коллоидная фракция, выделенная на центрифуге описанным выше путем из двух параллельно исследованных кусочков одного и того же образца, осаждалась в одном случае соляной кислотой (HCl), а в другом — алюмо-калиевыми квасцами $[\text{KAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12 \text{H}_2\text{O}]$.

Когда коагуляция коллоидных частиц полностью закончилась, что достигалось добавлением от 20 до 50 см³ 3%-ной соляной кислоты или децинормального раствора квасцов, столб воды над осадком осторожно сливался с помощью тонкого резинового шланга ($d=5$ мм). Затем осадок тщательно отмывался от электролита горячей дистиллированной водой. Отмывание производилось следующим образом: оставшийся в банке осадок заливался из промывалки горячей дистиллированной водой и, после того как взмученные частицы оседали на дно, столб воды снова сливался с помощью шланга. Этот процесс повторялся столько раз, сколько было необходимо для полного удаления электролита.

Обычно на коагуляцию электролитом коллоидной фракции и на последующее отмывание электролита затрачивалось не более одной недели.

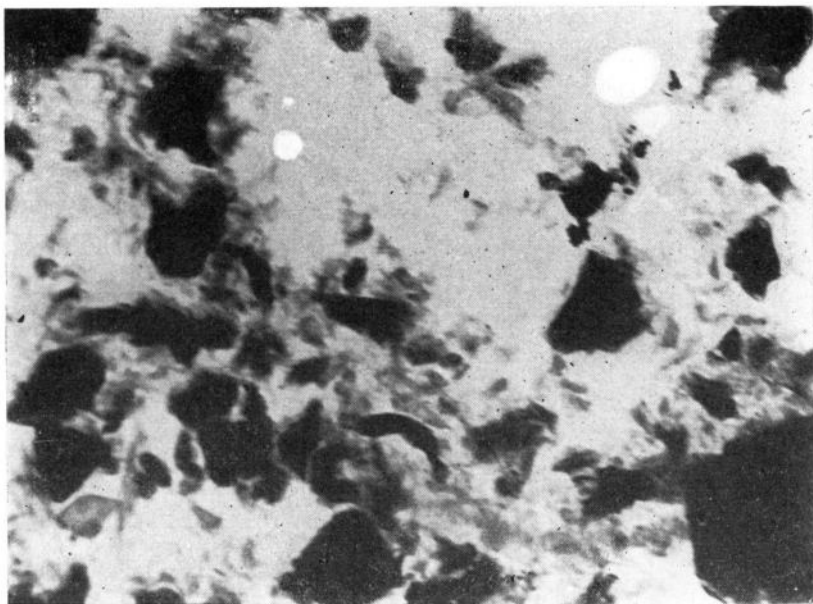


Рис. 14. Электронномикроскопическая фотография фракции (уд. в. <1,80) гилляби ($\times 12\,000$)

Отмывание осадка производилось до тех пор, пока промывные воды не были полностью лишены в первом случае Cl^- -иона (реакция с AgNO_3), а во втором SO_4^{2-} -иона (реакция с BaCl_2).

Эталоном для сравнения служила коллоидная фракция, полученная методом отстаивания.

На рис. 15 приведены результаты электронномикроскопического исследования коллоидной фракции изученного образца, полученной методом отстаивания. Анализ этих результатов показывает, что фракция состоит из гидрослюда и каолинита. Этот вывод хорошо согласуется с результатами иммерсионного анализа этого образца, а также с кривыми нагревания, полученными для породы в целом (рис. 16).

На рис. 17 показаны результаты электронномикроскопического исследования коллоидной фракции, выделенной на центрифуге и осажденной электролитами. Эти результаты совершенно аналогичны тем, что приведены на рис. 15.

Идентичность результатов подтверждается и кривыми нагревания этих фракций (рис. 18, 19).

В результате сравнения данных, приведенных на рис. 15, 16, 17, 18 и 19, становится очевидным, что на минералогический состав коллоидной фракции глин, представленной в основном гидрослюдой и каолинитом, катионы электролитов, вызывающие коагуляцию, не оказывают никакого влияния в течение времени, которое необходимо для опыта (около одной недели).

Вывод этот не был для нас неожиданным, так как основные породообразующие минералы нижнемеловых глин из Березовской скважины — гидрослюда и каолинит — весьма мало чувствительны к различным обменным катионам. Однако мы не могли считать нашу работу законченной, а выводы окончательными до тех пор, пока аналогичным образом не был изучен монтмориллонит, чрезвычайная чувствительность которого к различным обменным катионам общеизвестна.

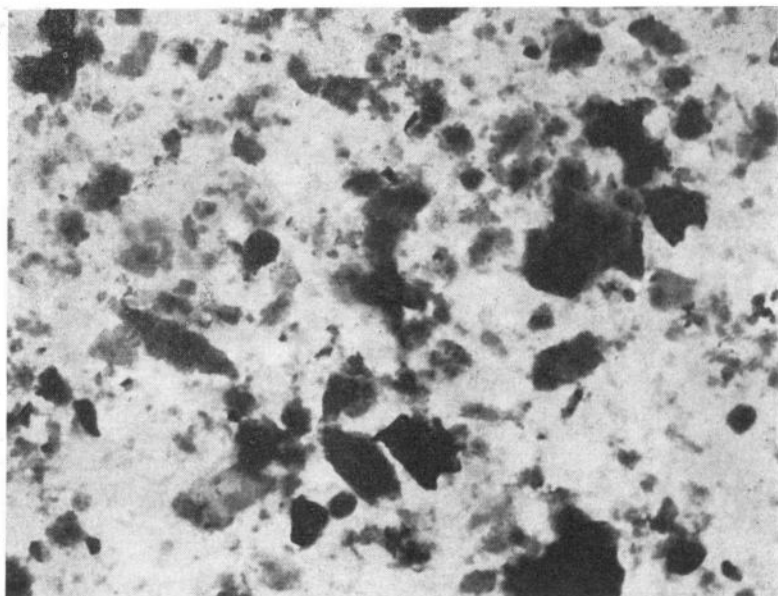


Рис. 15. Электронномикроскопическая фотография коллоидной фракции, полученной методом отстаивания. Березово, скв. 1-Р, глубина 1245—1251 м ($\times 12\,000$)

Проведенный опыт с монтмориллонитом дал возможность убедиться в том, что вывод, сделанный для коллоидной фракции, состоящей из гидрослюды и каолинита, может быть полностью распространен и на коллоидную фракцию, представленную монтмориллонитом (Клубова, 1961).

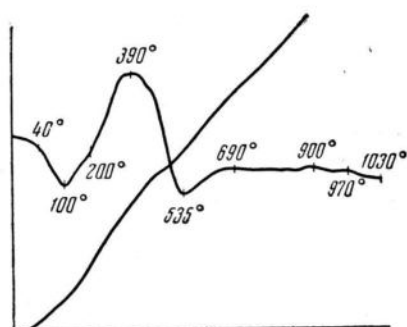


Рис. 16. Кривая нагревания породы Березово, скв. 1-Р, глубина 1245—1251 м

Исследование алевритовых фракций глин проводилось по общеизвестной методике иммерсионного анализа (Веденеева, 1933, 1937). Для этого использовались жидкости различных показателей преломления, представляющие собой смесь керосина ($n=1,4500$) и альфа-монобромнафталина ($n=1,658$) в определенных соотношениях.

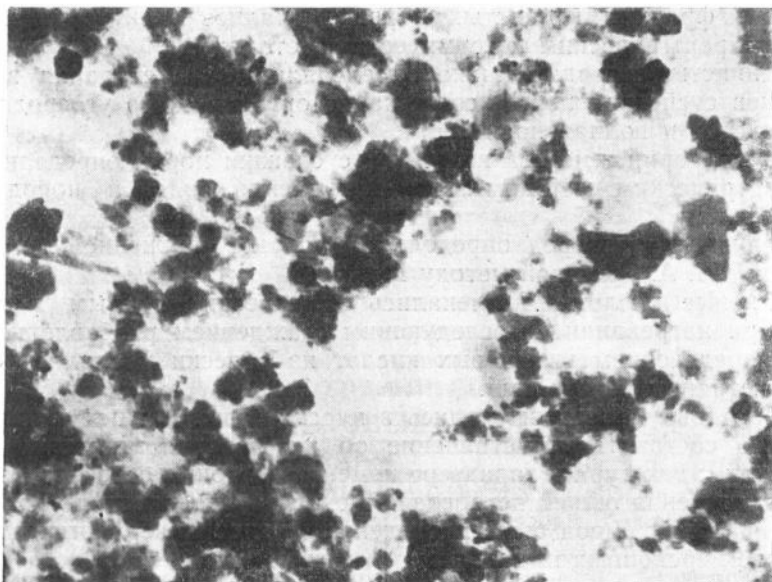


Рис. 17. Электронномикроскопическая фотография коллоидной фракции, выделенной на центрифуге и осажденной элеткролитами. Березово, скв. 1-Р, глубина 1245—1251 м ($\times 12\,000$)

Иммерсионное же исследование пелитовых фракций имело две особенности: 1) пелитовая фракция не высушивалась, что давало возможность исследовать отдельные минералы глин, а не их агрегаты и 2) в качестве иммерсионной жидкости использовалась жидкость Туле, водные растворы которой различных удельных весов имеют разные показатели преломления.

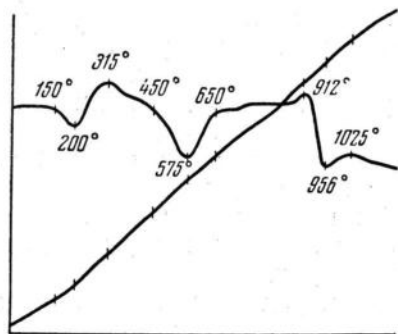


Рис. 18. Кривая нагреваия коллоидной фракции, полученной методом отстаивания. Березово, скв. 1-Р, глубина 1245—1251 м

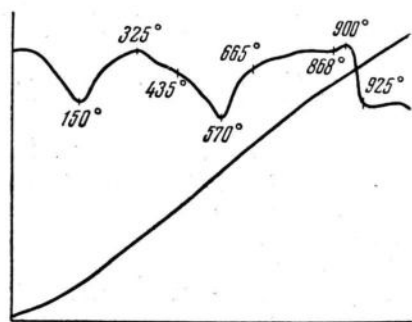


Рис. 19. Кривая нагреваия коллоидной фракции, выделенной на центрифуге и осажденной электролитом. Березово, скв. 1-Р, глубина 1245—1251 м

Текстурные и структурные особенности глинистых пород, а также формы и характер распределения органических образований в глинах изучались в крупных шлифах (площадью до 10 см^2), изготовленных перпендикулярно и параллельно напластованию породы.

Тонкие фракции глинистых пород изучались электронномикроскопическим, рентгеновским и термическим методами.

В глинистых породах также определялись: концентрация водородных ионов суспензии пород, содержание органического углерода, гуминовых кислот и полная пористость.

В лаборатории генезиса нефти рН суспензии пород определялся потенциометрическим методом при соотношении воды и породы, равном 5:2.

Органический углерод определялся мокрым сожжением по видоизмененному Л. А. Гуляевой методу Кюпа.

Гуминовые кислоты извлекались из навески 2%-ным раствором NaOH при нагревании с последующим осаждением разбавленной HCl. Перед определением гуминовых кислот из навески удалялись битумы путем экстракции бензолом¹.

Алевритовые породы изучались в плоско-параллельных шлифах, что позволило составить представление об их минералогическом составе, структурах и текстурах, характере цемента и прочих особенностях.

Для уточнения общей петрографической характеристики ряда образцов алевритовых пород было проведено изучение минералогического состава в иммерсионных препаратах.

При иммерсионном исследовании глинистых и алевритовых пород большое внимание уделялось гравитационным фракциям уд. в. 2,20—1,80 и <1,80, в которых сосредоточена основная масса органических образований.

Органические образования этих фракций исследовались как в проходящем, так и в отраженном свете. Для нескольких фракций, особенно обогащенных органическим веществом, определялся элементарный состав органики, однако полученные результаты не удалось использовать вследствие высокого содержания водорода, обусловленного наличием большого количества минеральных компонентов глин в этих фракциях.

В изученных породах органическое вещество представлено обрывками споровых оболочек, иногда целыми спорами, тканевыми частями растений, небольшим количеством органики битумного ряда и главным образом углистыми образованиями (обуглившимися растительными остатками).

Для выяснения соотношений между различными фракциями гравитационного анализа изученных глинистых пород для некоторых образцов были построены диаграммы, на которых по оси абсцисс отложены в определенном (условном) масштабе удельные веса минералогических групп, а по оси ординат — масса фракций в весовых процентах. Анализ такого рода диаграмм дает возможность высказать некоторые соображения об условиях образования глинистых пород.

Карбонатность глинистых и алевритовых пород определялась объемным методом Кларка. Определение карбонатности по методу Кларка основано на измерении объема CO₂, выделяющегося при разложении исследуемой породы под действием крепкой HCl (концентрация 1:1).

¹ Определение органического углерода и гуминовых кислот было выполнено в лаборатории геохимии вод и пород Института геологии и разработки горючих ископаемых АН СССР.

Определение полной пористости глинистых пород проводилось в группе по изучению физических свойств лаборатории литологии и стратиграфии этого же института под руководством М. А. Цветковой.

II. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛОВЫХ ГЛИН

Для минералого-петрографической характеристики меловых глин Западно-Сибирской низменности мы пользовались коллекцией керн из Березовской, Ханты-Мансийской и Омской опорных скважин, привлекая также по некоторым участкам керновый материал из разведочных скважин (Березово 9-Р, 20-Р, 28-Р и Викулово 2-Р).

Из-за отсутствия единой общепринятой стратиграфической схемы расчленения мезозойских отложений на изученной территории, описание минералогического состава и петрографических особенностей меловых глин дается не по отдельным стратиграфическим горизонтам, как было бы наиболее удобно, а по районам, что при сложившихся условиях наиболее целесообразно.

БЕРЕЗОВО

Березовская опорная скважина 1-Р расположена у поселка Березово на левом берегу реки Оби. Вскрытый этой скважиной разрез меловых отложений начинается валанжином, залегающим на выветрелых гранитных породах кристаллического фундамента, пройденного на глубине 1318—1324 м, и представлен всеми отделами за исключением датского яруса.

Перерывов в отложении осадков не наблюдается. Общая мощность меловых отложений в этой скважине 1138 м (рис. 20).

Разрез меловых отложений в Березовской скважине 1-Р представлен, в основном, светло- и темно-серой глинистой толщей с прослоями пород, по размеру частиц находящихся на границе между крупнозернистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Количество алевритовых прослоев в верхней части разреза заметно повышается и в отдельных участках (в сеномане и частично турон-коньяке) становится доминирующим. Отложения аптского возраста преимущественно песчано-алевритовые. Глины верхнего мела также содержат значительный процент примеси алевритового материала (до 24%), а глины нижнего мела почти не содержат ее. В том случае, когда такая примесь имеется, содержание ее колеблется от 2 до 7% (лишь в одном образце достигая 13%).

В валанжине и сантоне встречаются единичные маломощные прослой сидерита.

Глины в большинстве своем характеризуются наличием слоистости, обусловленной чередованием светлоокрашенных и темноокрашенных полос. Иногда эти полосы располагаются в виде линз с расплывчатыми

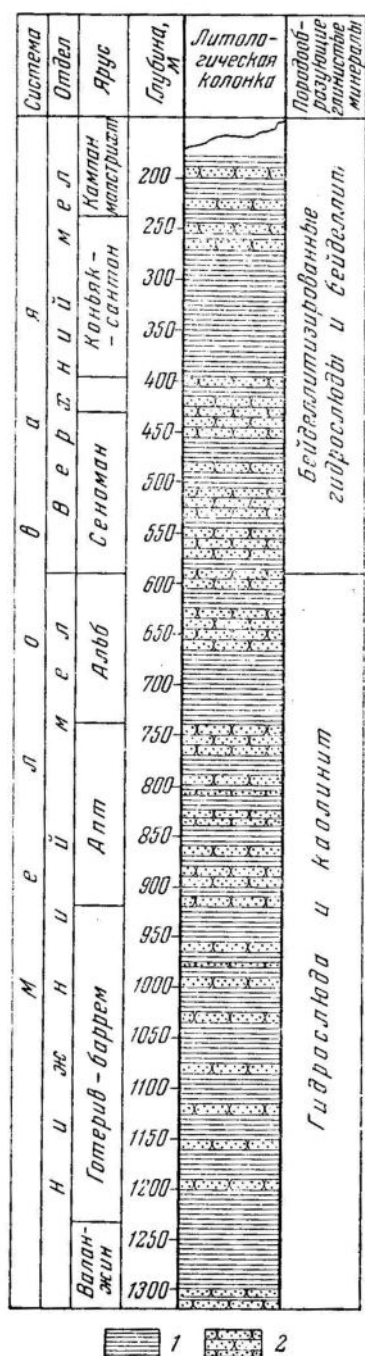


Рис. 20. Разрез скв. 1-Р, Берзово: столько обогащен углистым веществом, что его легко принять за уголь. Однако в пламени газовой горелки углистое вещество сгорает, а остается светло-шоколадная глина.

краями, что, по-видимому, объясняется выдавливанием более пластичной массы в результате превращения осадка в породу.

Глины, как правило, некарбонатные. Лишь изредка, когда в них встречаются стяжения сидерита различной формы, карбонатность их повышается до 2—3% (самая нижняя часть разреза меловых отложений).

По внешнему виду глины верхнего мела почти неотличимы от глини нижнемеловых; последние лишь несколько темнее, чем верхнемеловые. Глины сантон-коньяка, содержащие глауконит, имеют зеленовато-серые тона. Характерным отличием разреза верхнемеловых отложений является наличие оноковидных глин и опок.

В керне поверхность раскола, параллельная напластованию, у глинистых пород верхней части разреза имеет своеобразный вид. Она исчерчена знаками разнообразной формы. Происхождение этих многочисленных, наложенных друг на друга знаков неясно. В нижней части разреза этих знаков нет.

К сказанному нужно добавить, что макроскопических остатков фауны и флоры в меловых глинах не так много. В нижнемеловых глинах обнаруживается значительное количество пелеципод, изредка белемниты, лингулы, кости рыб, членики криноидей, а также обрывки травянистых растений.

Микрофауна представлена различными фораминиферами, спикулами губок, радиоляриями и диатомовыми водорослями. Среди них только фораминиферы имеют руководящее стратиграфическое значение. Так, на глубине 1306—1248 м определены формы, характерные для валанжина, а на глубине 738—587 м — формы, характерные для аммобакулитовой и вернейлиновой микрофаунистических зон альба. По кровле пород с фауной вернейлиновой зоны проводится граница между верхним и нижним мелом. Значительно также количество обуглившейся растительной органики.

Керн с глубины 1301,45—1306,15 м настолько обогащен углистым веществом, что его легко принять за уголь. Однако в пламени газовой горелки углистое вещество сгорает, а остается светло-шоколадная глина.

В нижнемеловых породах содержание органического углерода очень велико (до 1,08%), тогда как гуминовых кислот очень мало (0,012% и даже следы).

Эти данные, при учете наблюдений в иммерсии, указывают на углестый характер основной органической массы.

В верхнемеловых глинах обнаружены иноцерамы, пелециподы, чешуи рыб, остатки лингул и обрывки травянистых растений. Среди иноцерамов и пелеципод А. Е. Глазунова (1957) и другие палеонтологи определили формы, руководящие для турона (иноцерамы) и сантона (пелециподы).

Микрофауна представлена различными фораминиферами и радиоляриями, часто имеющими стратиграфическое значение. Так, по фауне фораминифер датированы отложения туронского возраста. Кроме того, выделены формы фораминифер и радиолярий, руководящие для сантонского возраста.

Максимальные значения $C_{орг} = 0,60\%$; величины содержания гуминовых кислот повышены по сравнению с нижнемеловыми породами, но в общем невелики (0,1%).

При изучении шлифов под микроскопом видно, что основу нижнемеловых глин составляет пелитоморфная глинистая масса с низким двупреломлением. Местами эта пелитоморфная масса раскристаллизована в округлой, а иногда неправильной формы стяжения, которые лучше всего заметны в сечении, перпендикулярном напластованию. Во всей глинистой массе в значительных количествах разбросаны слюдистые образования игольчатой формы (гидромусковит). Длина иголок колеблется от 0,06 до 0,08 мм, ширина же никогда не превышает 0,004 мм. Эта глинистая масса представлена главным образом гидрослюдой в смеси с каолинитом.

Пирит встречается в различных формах, но чаще в виде мельчайших сферолитов, из которых образуются скопления самых причудливых очертаний (рис. 21). Размер отдельных сферолитов от 0,009 до 0,018 мм. Размеры других форм достигают 0,035 мм. Часто пирит образуется по органическому веществу, частично или полностью замещая его (рис. 22).

Изредка встречены были включения зерен кварца размером от 0,017 до 0,04 мм.

В числе других примесей отмечены титанит и хлорит.

В сечении, перпендикулярном напластованию, наблюдается своеобразная микрослоистость, вызванная внедрением глинистой массы другого состава. Эти прослоечки располагаются неравномерно. Иногда они в виде очень тонких длинных полосок проходят через всю площадь шлифа, местами же образуют на небольшом протяжении (от 0,13 до 0,44 мм) неправильной червеобразной формы вздутия (см. рис. 21). В некоторых случаях подобная микрослоистость обуславливается наличием в общей глинистой массе прослоев, окрашенных органическим веществом (рис. 23).

Электронномикроскопическое изучение глинистых пород нижнего мела показало, что они представлены гидрослюдой в смеси с каолинитом. Гидрослюда имеет форму полупрозрачных слюдоподобных пластинок или чешуек, иногда слабо вытянутых, иногда изометричных. Этот тип гидрослюдистых частиц М. Ф. Викулова (1952) относит к гидрослюдам второй разновидности, являющимся продуктом изменения слюд во время переноса. Изучение более крупных фракций этих глин убеждает нас в том, что основная масса гидрослюд — продукт разрушения полевых шпатов. Конечно, гидрослюды претерпели еще дополнительные изменения во время переноса, но эти изменения шли, на наш взгляд, по

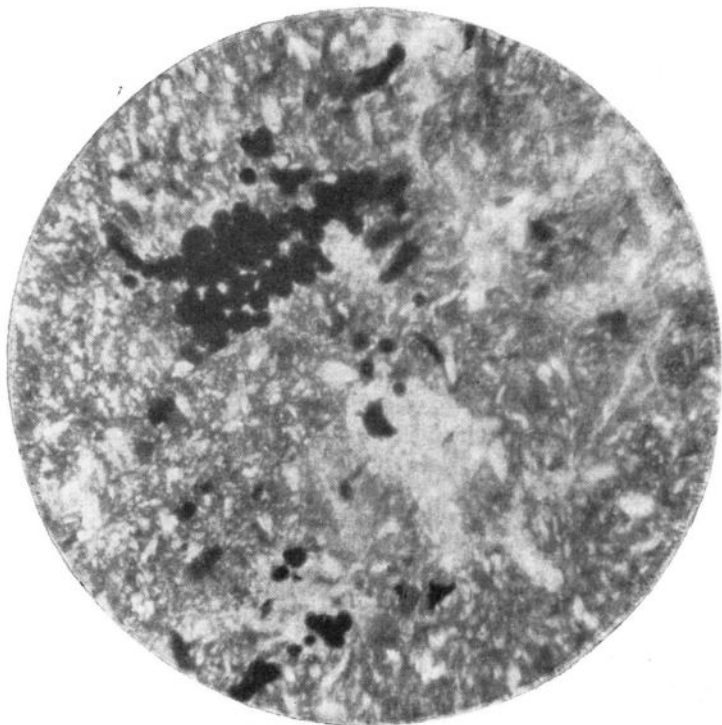


Рис. 21. Скопления пирита. Березово, скв. 1-Р, глубина 1245—1251 м ($\times 100$)

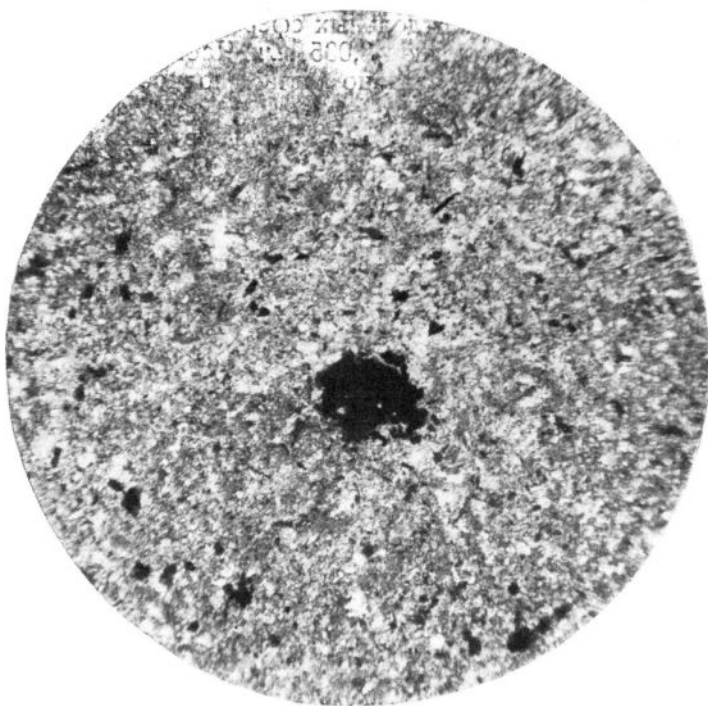


Рис. 22 Пирит в органическом веществе. Березово, скв. 1-Р, глубина 1233—1236 м ($\times 100$)

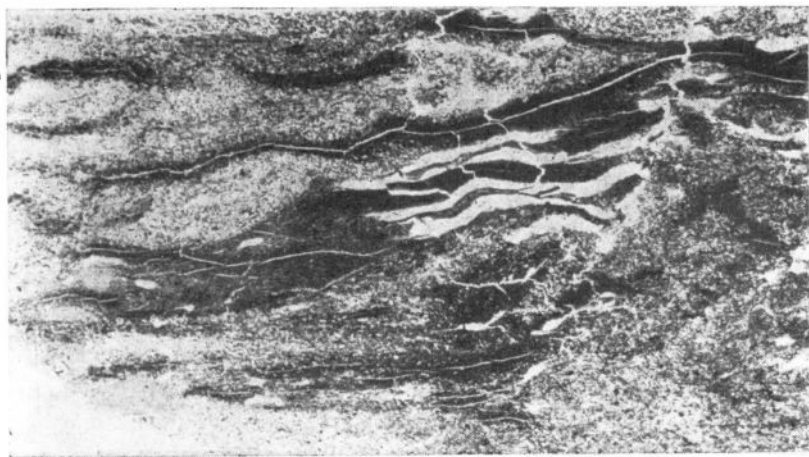


Рис. 23. Шлиф. Березово, скв. 1-Р, глубина 305—319 ($\times 14$)

пути дальнейшей гидратации, что приводило к снижению их показателей преломления и двупреломления. Несомненным также является наличие некоторого количества аутигенных гидрослюд.

Частицы каолинита имеют вид преимущественно шестиугольных пластинок, но со сломанными, а иногда и размытыми краями, причем в подавляющем большинстве случаев у них сохраняются две-три хорошо выраженные грани кристалла. Размеры частиц каолинита самые различные, но толщина значительная, так как в большинстве своем частицы непрозрачны (рис. 24). Такая форма у частиц каолинита могла образоваться только в результате переноса и отложения в водной среде и, значит, каолинит, также как и гидрослюда, в глинах нижнего мела имеет обломочное происхождение. Одним из источников каолинита могла быть размываемая каолинистая кора выветривания кристаллических пород фундамента.

На кривых нагревания нижнемеловых глин (рис. 16 и 25) имеются две хорошо выраженные эндотермические остановки: при температуре около 100° , когда происходит выделение адсорбционной воды, и при температуре $500\text{—}550^{\circ}$, соответствующей выделению гидроксильной воды. — Третья эндотермическая остановка, отвечающая разрушению решетки гидрослюдистых минералов, не выражена, что вызвано, по-видимому, наличием примесей кварца, полевых шпатов и других минералов.

Одновременно необходимо отметить, что отсутствует характерная экзотермическая каолинистая остановка при температуре $950\text{—}1000^{\circ}$, что также можно объяснить большим количеством примесей.

При иммерсионном анализе в нижнемеловых глинах обнаружено большое число минеральных видов.

Среди минералов-примесей отмечается группа устойчивых (турмалин, рутил, циркон, анатаз). Во фракции уд. в. >3 и $3\text{—}2,78$ большое содержание пирита. Значительным распространением пользуются минералы группы хлорита. В легких фракциях до 15% приходится на долю органического вещества.

Гидрослюда и каолинит являются ведущими глинистыми минералами.

Каолинит в иммерсии имеет обычные для него показатели преломления ($N = 1,566$) и двупреломления ($\Delta = 0,004\text{—}0,006$).

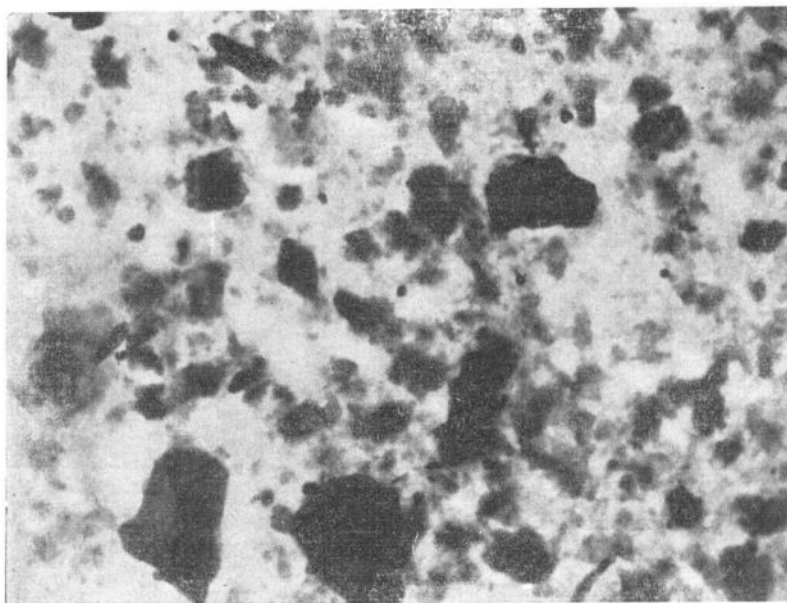


Рис. 24. Электронномикроскопическая фотография нижнемеловых глин ($\times 12\,000$)

Гидрослюда в изученных образцах нижнемеловых глин отчетливо делится на несколько групп как по удельному весу, так и по оптическим свойствам. Гидрослюдистые минералы, обладающие наибольшим удельным весом, имеют и наиболее высокий показатель преломления (N) и более высокое двупреломление; чем меньше удельный вес, тем

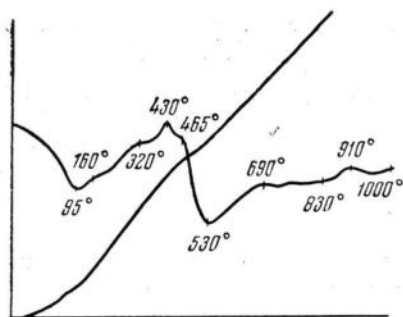


Рис. 25. Кривая нагревания. Березово, скв. 1-Р, глубина 1049—1059 м

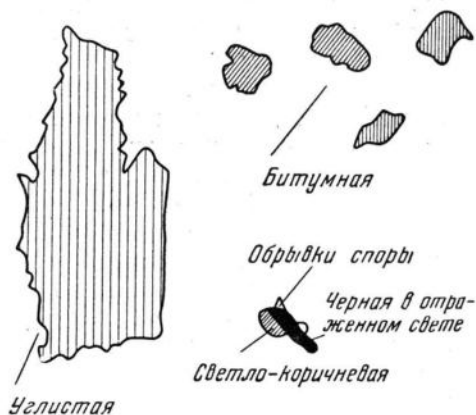


Рис. 26. Формы органических образований. Березово, скв. 1-Р, глубина 1245—1251 м

ниже показатели преломления и двупреломление. Во фракциях уд. в. 2,20—1,80 и $< 1,80$ встречаются бесцветные и слабо-зеленоватые изотропные слюдястые образования с $N_g = 1,548$ и немного ниже. Аналогичную зависимость между удельным весом и оптическими свойствами гидрослюдистых минералов нам приходилось наблюдать и на образцах из других районов. Эти наблюдения дают возможность утверждать, что

подобное разделение гидрослюдистых минералов на группы связано с различной степенью изменения их.

Помимо обуглившихся растительных остатков различной формы, составляющих главную массу органических образований в нижнемеловых глинах, в иммерсионных препаратах были отмечены споры и споровые оболочки буровато-черного цвета. Зарисовки различных форм органического вещества, сделанные в иммерсионных препаратах, даны на рис. 26.

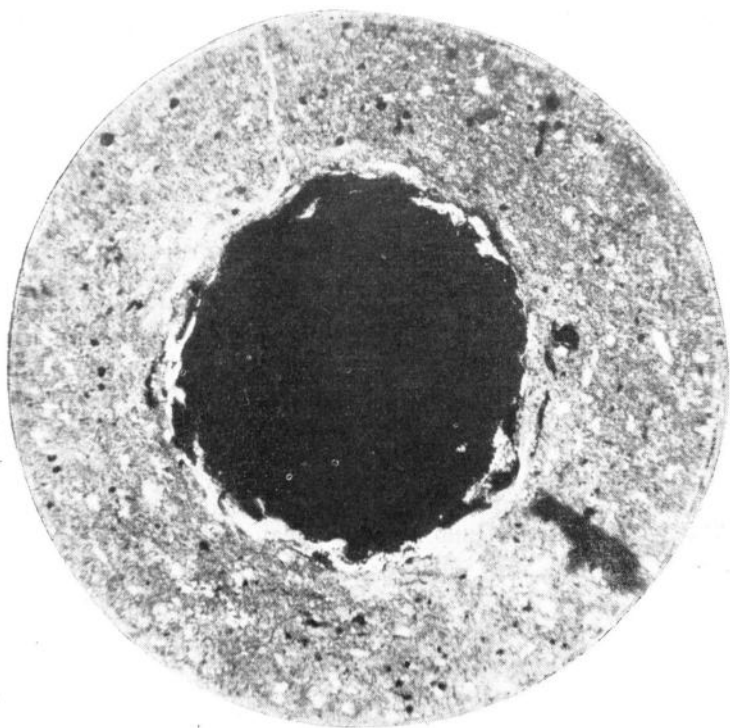


Рис. 27. Шлиф. Березово, скв. 1-Р, глубина 193—196 м ($\times 100$)

Глины верхнего мела под микроскопом представлены бесцветной или буровато-желтоватой пелитоморфной глинистой массой, то не раскристаллизованной, то обнаруживающей отдельные агрегатно ориентированные участки с волокнистым или чешуйчатым погасанием. Эти участки имеют интерференционную окраску желтовато-оранжевых тонов. Основная масса этих образований представлена минералами группы гидрослюд с примесью бейделлита¹.

Основная глинистая масса гидрослюдистого состава как бы перемешана с бейделлитовым глинистым веществом, количество которого иногда значительно (до 10%).

Примесь алевритового материала составляет до 25% породы. Располагаются алевритовые частицы неравномерно (рис. 27). Изредка

¹ Под бейделлитом мы, как Росс и Хендрикс (Ross, Hendricks, 1945), а также И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1951), понимаем минерал монтмориллонитовой группы $(Al_2(OH)_2[2AlSi_3O_{10}] \cdot nH_2O)$, в котором почти отсутствуют магний и железо и который обладает способностью к катионному обмену вследствие замещения Si^{4+} на Al^{3+} . Это в основном соответствует первоначальному определению термина «бейделлит», данному Ларсеном и Уэрри в 1925 г.

наблюдаются радиолярии, диатомеи, спикулы губок. Свободный кремнезем, слагающий остатки микрофауны, а также присутствующий в тонкорассеянном коллоидальном состоянии, делает глины верхнего мела опоковидными. Пирит встречается в виде мелких рассеянных зерен то кубических, то округлых, а также образует псевдоморфозы по органическому остаткам. Много глауконита зеленого цвета остроугольной или лапчатой формы. Наблюдаются также рассеянные выделения сидерита.

По данным электронной микроскопии, фракция $<0,001$ мм верхнемеловых глин состоит из чешуек гидрослюд, а также весьма дисперсных частиц с неясными очертаниями, присущими бейделлитовым и некоторым монтмориллонитовым глинам.

Кривые нагревания верхнемеловых глин имеют три эндотермические остановки, наблюдающиеся у гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин, но, в отличие от последних, две первые эндотермические остановки имеют почти одинаковую интенсивность. Слабо выражен экзотермический эффект при температуре $875-880^\circ$. Экзоэффект при $290-450^\circ$ связан с окислением органического вещества и пирита (рис. 28, 29).

В отличие от глин нижнего мела, гидрослюды из верхнемеловых глин в основном оказались сосредоточенными во фракциях уд. в. $2,47-2,20$ и $2,20-1,80$. Они имеют пониженные показатели преломления и двупреломления. Большим распространением среди них пользуются бейделлитизированные гидрослюды, являющиеся стадийным продуктом перехода гидрослюд в монтмориллонит, причем легко улавливаются все стадии перехода от гидрослюды до бейделлита. Бейделлит имеет в иммерсии такие константы: $N_g = 1,536 \pm 5$; $N_m \cong N_g$; $N_p = 1,517 \pm 5$ и $\Delta = 0,019$.

Единичные бейделлитизированные гидрослюды появляются в аптских и альбских глинах. Вверх по разрезу степень бейделлитизации увеличивается.

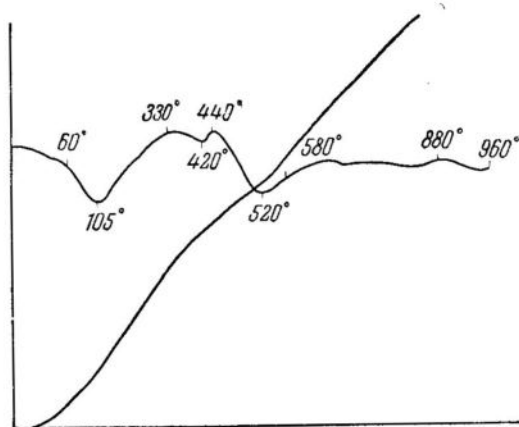


Рис. 28. Кривая нагревания, Березово, скв. 1-Р, глубина 227—228 м

Комплекс минералов-примесей в верхнемеловых глинах, в основном, аналогичен нижнемеловому. Отличительной чертой является наличие большого количества турмалина синего, бурого и зеленоватого, различных размеров и форм, с отчетливым плеохроизмом. Чаще всего встречаются прекрасно ограненные кристаллы размером $0,033 \times 0,013$ мм. Встречены обломки и кристаллы неправильной изометрической формы. Нам кажется, что этот минерал, если он будет хорошо выдерживаться по другим разрезам, можно будет использовать для целей петростратиграфической корреляции.

Для верхнемеловых глин характерно наличие большого количества скелетов диатомовых водорослей (до 4%). В иммерсионном препарате коробочки диатомовых водорослей имеют дисковидную, эллиптическую, удлинённую, треугольную, квадратную, в виде полумесяца и другие формы. Большинство коробочек — сетчатые с различным рисунком. Наибольшим распространением пользуются диатомеи двух типов: изящные

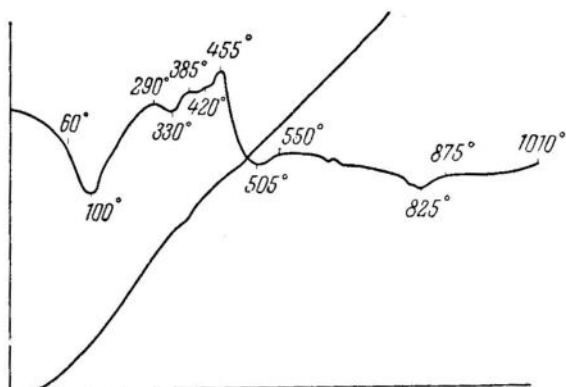


Рис. 29. Кривая нагревания. Березово, скв. 1-Р, глубина 273—275 м

палочки небольших размеров и округлые образования с тонкой сетчатой структурой. Округлые образования снабжены радиальными ребрышками, покрытыми, в свою очередь, тонким сетчатым рисунком. Ко второму типу относятся крупные образования разнообразной формы, в которых опал частично раскристаллизован.

В образованиях второго типа, имеющих призматическую форму, отчетливо выделяется центральный канал. По-видимому, это спиккулы кремневых губок.

Органическими образованиями верхнемеловые глины бедны. Это, главным образом, обрывки споровых оболочек и обуглившихся растительных остатков. Содержание органического вещества колеблется от 1 до 4%.

Как правило, мелкие кусочки органического вещества беспорядочно разбросаны по всей породе. Но иногда оно выполняет мелкие трещинки или каверны в глине.

Из минеральных новообразований встречены: гидроокислы Fe, пирит, глауконит, анатаз, сидерит.

Глауконит встречается единичными зернами зеленого цвета с хорошо выраженной агрегатной поляризацией. Очертания зерен разнообразные, иногда остроугольные, иногда лапчатые. По всей видимости, это минерал аутигенный, но вопрос об использовании его для реконструкции среды образования очень сложен и до сих пор не разрешен. Уверенно можно говорить лишь о том, что наличие глауконита свидетельствует о колебании границы окислительно-восстановительного потенциала в данном участке разреза.

Л. В. Пустовалов (1940) считает, что при образовании глауконита окислительно-восстановительная граница «почти совпадает с поверхностью осадка, то углубляясь в него, то располагаясь несколько выше его поверхности».

Небольшие колебания окислительного потенциала у поверхности

осадка приводят к двойственной природе железа в глауконите (закись и окись). Частичное окисление железа до закиси идет за счет небольших количеств органического вещества.

Об аутигенном образовании глауконита говорят и размеры его зерен. Они в 2—3,5 раза превышают размеры обломочных зерен кварца.

Зерна глауконита совершенно лишены включений посторонних минералов. Это заставляет предполагать, что образовался он не в иле и не на дне, а в воде на некотором расстоянии над поверхностью ила и сидел на дне в виде уже более или менее оформившихся стяжений геля, которые в дальнейшем при дегидратации и образовании твердых зерен могли приспосабливать свою форму к форме окружающих обломочных частиц, не засоряясь ими (Л. Н. Формозова, 1949).

Алевролиты в разрезе меловых отложений, вскрытых Березовской опорной скв. 1-Р, занимают подчиненное положение, составляя примерно 25% по мощности.

Все алевролиты этого разреза могут быть подразделены на массивные и слоистые.

Массивные алевролиты показывают все постепенные переходы от алевритовых и глинистых прослоев. Необходимо добавить, что при расколе слоистых алевролитов пелитовые прослойки имеют изменчивую толщину, иногда выклиниваясь в пределах зерна. Малый диаметр зерна не позволяет сказать, насколько эта тонкая слоистость выдерживается по простиранию. Иногда своеобразная микрослоистость образуется вследствие ориентированного расположения листочков гидрослюда.

Слоистые разности составляют ничтожный процент среди алевролитов. Слоистость их, как правило, обусловлена тонким чередованием алевритовых и глинистых прослоев. Необходимо добавить, что при расколе слоистых алевролитов пелитовые прослойки имеют изменчивую толщину, иногда выклиниваясь в пределах зерна. Малый диаметр зерна не позволяет сказать, насколько эта тонкая слоистость выдерживается по простиранию. Иногда своеобразная микрослоистость образуется вследствие ориентированного расположения листочков гидрослюда.

Данные минералогического анализа, проведенного в шлифах и иммерсионным методом, дают возможность сделать вывод о полимиктовом составе меловых алевролитов.

Породообразующая часть алевролитов состоит из полевых шпатов (в среднем 68% для нижнего мела и 45% для верхнего мела), кварца (14% для нижнего мела и 30% для верхнего) и обломков пород (эффузивных, кремнистых, слюдисто-хлоритовых сланцев).

Встречаются полевые шпаты двух видов: совершенно свежие и разрушенные. Степень разрушения весьма значительна. Во многих зернах неразрушенной осталась только краевая часть. Продуктом разрушения является гидрослюда с показателем преломления от 1,547 до 1,610 и выше.

Некоторые зерна, почти потерявшие свой первоначальный вид, пришлось выделить в отдельную группу. Двупреломление гидрослюда колеблется в пределах от $0,004 \pm 0,001$ до $0,029 \pm 0,003$.

Довольно часто встречаются полевые шпаты, являющиеся продуктом разрушения песчаников с полевошпатовым цементом, благодаря чему обломочный полевой шпат снабжен местами каймой аутигенного полевого шпата. Как правило, показатель преломления каймы ниже, чем n исходного минерала, что объясняется, по-видимому, не столько тем, что состав их различен, сколько тем, что центральное зерно полевого шпата в значительной степени разрушено, а продуктом разрушения является гидрослюда.

Среди минералов тяжелой фракции большим распространением

пользуется группа устойчивых минералов (циркон, рутил, гранат, турмалин).

Для алевролитов в верхнемеловых отложениях наблюдается такое же резкое увеличение содержания турмалина, как и для глин.

Органического вещества в алевролитах содержится немного: в нижнемеловых — 3%, в верхнемеловых — доли процента.

Минеральные новообразования аналогичны описанным выше для глинистых пород.

Из анализа диаграмм (в которых на оси ординат показаны массы фракций в весовых %, а на оси абсцисс — удельные веса минералогических групп), показывающих соотношения различных фракций гравитационного анализа в глинах нижнего мела, видно, что характер этих кривых для пелитовых и алевритовых фракций аналогичен, и максимумы кривых обеих фракций совершенно симметричны. Исключением является пелитовая фракция уд. в. $< 1,80$, для которой наблюдается как бы второй максимум.

Появление второго максимума объясняется повышенным количеством органического вещества в пелитовой фракции по сравнению с алевритовой.

Несколько иной характер имеют кривые гравитационного анализа для отдельных образцов опоковидных глин верхнего мела. Для этих глин частицы алевритовой размерности распределяются по гравитационным фракциям совершенно так же, как и алевритовая фракция нижнемеловых глин.

Но кривая пелитовой фракции имеет иной характер. Максимум в этом случае приходится на фракцию уд. в. 2,47—2,20. Эта аномальность поведения кривой гравитационного анализа пелитовой фракции объясняется наличием большого количества органогенного опалового кремнезема, создающего опоковидность в глинах верхнего мела (рис. 30, 31).

Таким образом по комплексу литологических признаков все составляющие меловую толщу породы могут быть подразделены на две генетические группы.

Первая группа, стратиграфически совпадающая в основном с нижним мелом, представлена глинистой толщей с прослоями средне- и крупнозернистых алевролитов незначительной мощности и мелкозернистых песчаников. Только в аптское время песчано-алевритовые породы становятся доминирующими. Породообразующие минералы — гидрослюда и каолинит. Содержание каолинита уменьшается снизу вверх. В глинах апта и альба отмечено незначительное количество бейделлитизированных гидрослюд, а каолинит встречается лишь в единичных зернах. Глины этой группы почти не содержат примеси алевритового материала. В том случае, когда такая примесь имеется, содержание ее колеблется от 2 до 7%, лишь в одном образце достигая 13%. Для пород этой группы характерно наличие большого количества органики углистого типа, (в глинах до 15%, в алевролитах до 3%), высокие значения $C_{орг}$ и низкое содержание гуминовых кислот. Повсеместно в породах этой группы встречаются гнезда аутигенного пирита, изредка стяжения сидерита. Значения pH суспензии пород изменяются от 8,2 до 8,5, а в образце глины нижнего альба падают до 5,9.

Все эти данные свидетельствуют о том, что в районе Березовской опорной скважины осадконакопление в нижнемеловое время происходило в восстановительных условиях довольно глубокого морского бассейна, соленость которого была, по-видимому, несколько ниже нормы, что выявляется по геохимическим показателям (Юркевич, 1956, 1959), а также по наличию в осадках главным образом фауны пелеципод.

Вторая группа, стратиграфически соответствующая верхнему мелу, представлена в основном алевролитами средне- и крупнозернистыми в чередовании с глинами, содержащими большой процент примеси алевритового и песчаного материала (до 25%). Алевриты являются преобладающими породами для сеномана и частично турон-коньяка, а для сантона, кампана и маастрихта глины по-прежнему остаются

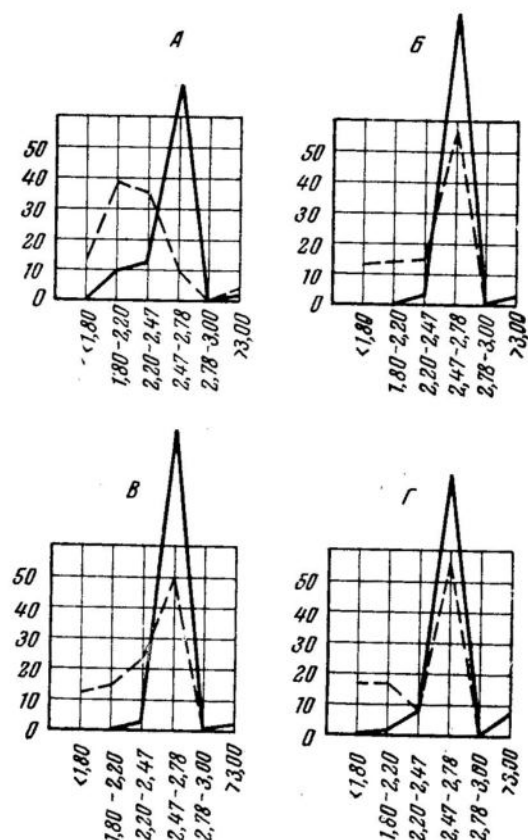


Рис. 30. Кривые гравитационного анализа. Березово, скв. 1-Р:

А — глубина 273—275 м; Б — глубина 777—784 м;

В — глубина 973—979 м; Г — глубина 1245—1251 м

Прямая линия — алевритовая фракция; пунктирная — пелитовая фракция

преобладающими породами разреза. Характерно присутствие опок-видных глин, изредка опок. Породообразующими минералами глин являются гидрослюды в значительной степени бейделлитизированные. Степень бейделлитизации гидрослюдов увеличивается вверх по разрезу и уже в кампан-маастрихте имеется значительное количество бейделлита. Породы этой группы обеднены органическим веществом (в глинах до 3%, в алевролитах — следы). Органическое вещество представлено обрывками травянистых растений, а также спорами.

По-прежнему важное место среди аутигенных минералов занимает пирит, но в значительных количествах присутствует также глауконит, что свидетельствует о постоянном и резком колебании восстановительных и окислительных условий.

Осадконакопление происходило в условиях морского бассейна нормальной солености (Юркевич, 1956, 1959), но поднятия окаймляющих горных сооружений вызвали регрессию и обмеление моря в

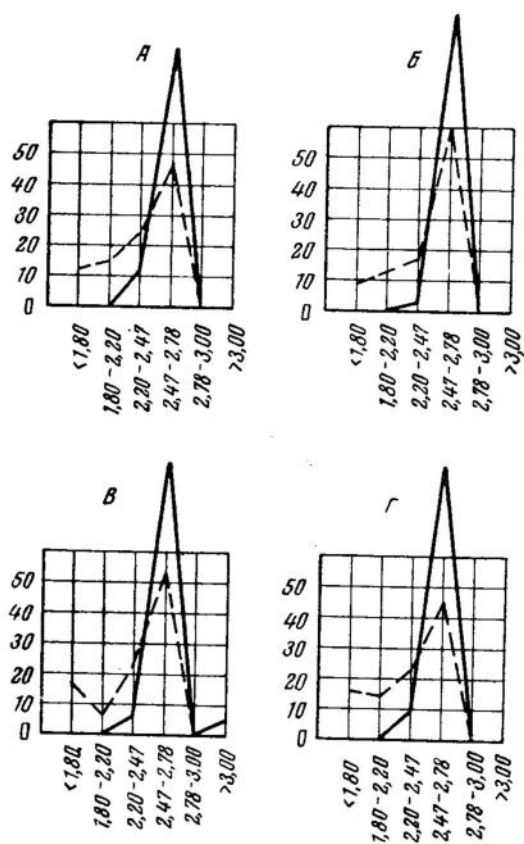


Рис. 31. Кривые гравитационного анализа. Березово, скв. 9-Р

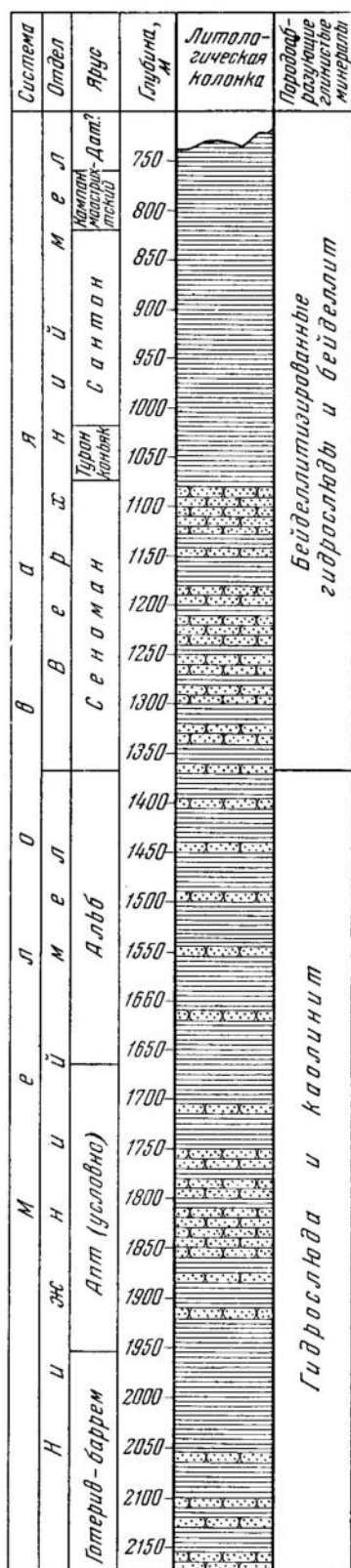
А — глубина 860—936 м; Б — глубина 1089—1094 м; В — глубина 1105—1105,7 м; Г — глина 1114—1122 м; прямая линия — алевроитовая фракция; пунктирная линия — пелитовая фракция

сеномане и частично в турон-коньяке, что привело к преимущественному накоплению алевроитовых пород. Последующее углубление моря вновь сделало глинистые породы доминирующими.

ХАНТЫ-МАНСИЙСК

Ханты-Мансийская опорная скважина находится около г. Ханты-Мансийска, примерно в 370 км к юго-востоку от Березовской скважины. Ханты-Мансийской опорной скважиной вскрыт не весь разрез меловых отложений. Она остановлена в готерив-баремских отложениях, пройденных в интервале 2180—1952 м. Как в отложениях готерив-барема, так и в лежащей выше (1952—1665 м) песчано-глинистой толще, условно относимой к апту, палеонтологических остатков не обнаружено (Глазунова, 1957).

Возраст темных глин, которые залегают стратиграфически выше



1 2

(1665—1368 м), определен как альбский по комплексу фораминифер с *Ammobaculites agglutinans* Orb.

Отложения альба без перерыва покрываются породами, в которых, несмотря на многочисленные остатки фораминифер, не обнаружено форм, имеющих руководящее стратиграфическое значение. По положению в разрезе эти отложения относятся к сеноману.

Сеноманские отложения перекрыты темно-серыми глинами, в которых встречен комплекс фораминифер с *Verneuilina asanoviensis* Lasp., а также фауна наноцерамов. По комплексу фауны эти отложения (1080—1029 м) относятся к турону. Однако в верхней части этой толщи допускается наличие отложений коньякского возраста.

Выше залегают глины сантона с прослоями опоковидных пород (1029—829 м). Фаунистически подтверждены лишь верхнесантонские отложения.

Глины сантона сменяются глинами (829—750 м), относимыми к кампан-маастрихту, по найденной в них разнообразной фауне. Анализируя эту фауну, А. Е. Глазунова пришла к выводу, что в определенном здесь комплексе ни одна форма не указывает только на кампанский возраст, в то время как ряд видов имеет распространение только в маастрихте.

Палеонтологически доказанные отложения датского яруса в разрезе отсутствуют.

Таким образом, Ханты-Мансийской опорной скважиной вскрыт непрерывный, но неполный разрез меловых отложений мощностью 1423 м. В этом разрезе глины являются доминирующими породами (рис. 32).

Алевритовые породы встречаются в виде редких прослоев незначительной мощности. Только в сеноманское время они достига-

Рис. 32. Разрез скв. 1-Р, Ханты-Мансийск:

1 — глины; 2 — песчано-алевритовые породы

ют значительного развития как доминирующие породы разреза. Алевриты, как правило, мелкозернисты и содержат линзы глинистого материала. Глины окрашены в серые тона различных оттенков. Скопление органического вещества делает их более темными, наличие хлорита — голубоватыми, а глауконита — зеленоватыми.



Рис. 33. Шлиф. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 1929—1935 м
($\times 100$)

Меловые глины содержат примесь песчано-алевритового материала, которая представлена кварцем и полевыми шпатами. Иногда отмечается примесь слюд и хлорита. Алевритовые частички располагаются в глинах либо равномерно по всей породе, либо образуют линзочки (рис. 33) различных размеров (10×3 мм, 2×4 мм), либо слойки, имеющие различную мощность и выклинивающиеся в пределах керна. Кварцево-полевошпатовая примесь в глинах совершенно не отсортирована. Размер примеси колеблется от 0,013 до 0,12 мм. Содержание ее по разрезу изменяется в значительных пределах.

В нижнемеловых глинах содержание алевритовых частиц не превышает 10% и сами частицы очень мелкие. Исключением являются глины апта, представляющие собой чрезвычайно причудливое сочетание глинистых и алевритовых участков. В этих глинах содержание алевритовых частиц доходит до 43 и даже до 50%. Эти своеобразные, очень алевритистые глины только условно могут быть отнесены к глинам по формальному преобладанию в них фракции $< 0,01$ мм.

В глинах верхнего мела количество алевритовых частиц доходит до 48,7% и размер частиц становится крупнее.

Карбонатность глин в общем невелика. Повышенной карбонатностью обладают лишь глины апта и сеномана. К этим же стратиграфическим интервалам приурочены и маломощные прослои глинистых

Карбонатность глинистых и алевроитовых пород, по Кларку

Литологическая характеристика пород	Возраст	Глубина, м	Содержание CaCO_3 , %
Глина слабоалевритистая, опоковидная	Датский ярус?	682—692	—
То же	То же	705—741	—
» »	» »	741—754	—
» »	Маастрихт-кампан	779—780	1,8
» »	То же	780—804	0,5
» »	Сантон-коньяк	842—854	0,6
» »	То же	867—880	—
Глина опоковидная, с глауконитом	» »	892—904	—
То же	» »	917—944	0,5
» »	» »	944—956	—
Глина опоковидная	» »	956—881	1,0
Глина слабоалевритистая, с глауконитом	» »	1001—1009	—
То же	Турон	1033—1058	—
Глина сильноалевритистая	Сеноман	1070—1082	—
Алевролит мелкозернистый	То же	1093—1106	—
Известняк глинистый	» »	1115—1127	62,8
Глина алевритистая	» »	1131—1137	—
» с глауконитом	» »	1156—1170	1,8
» с сидеритом	» »	1156—1170	5,3
» алевритистая	» »	1170—1182	1,2
То же	» »	1182—1193	0,9
» »	» »	1193—1242	1,9
Известняк глинистый	» »	1193—1242	46,8
Глина слабоалевритистая	» »	1242—1273	—
То же	» »	1290—1302	—
Глина алевритистая	» »	1315—1328	0,7
Алевролит мелкозернистый	» »	1334—1340	—
То же	» »	1348—1356	12,8
Глина алевритистая	Верхний альб	1371—1380	2,3
То же	То же	1388—1395	1,8
» »	» »	1438—1444	—
» »	» »	1444—1450	—
Алевролит мелкозернистый	» »	1450—1456	—
То же	» »	1486—1492	1,1
Глина алевритистая	Нижний альб	1518—1524	0,8
То же	То же	1585—1593	—
» »	Апт	1665—1673	2,6
» »	То же	1673—1691	6,7
Известняк сильно глинистый	» »	1691—1698	52,0
Глина алевритистая	» »	1698—1705	8,5
То же	» »	1709—1716	—
» »	» »	1716—1722	0,8
» »	» »	1722—1730	—
» »	» »	1761—1769	11,4
» »	» »	1769—1779	1,0
» »	» »	1779—1788	—
Глина сильноизвестковистая	» »	1788—1791	38,4
Глина алевритистая	» »	1828—1834	—
Глина сильноизвестковистая	» »	1834—1841	38,8

Таблица 2 (продолжение)

Литологическая характеристика пород	Возраст	Глубина, м	Содержание CaCO_3 , %
Алевролит мелкозернистый	Апт	1854—1860	—
То же с цементом из CaCO_3	То же	1788—1791	38,8
Глина алевролитистая	» »	1873—1879	0,8
То же	» »	1879—1885	—
Глина известковистая	» »	1892—1898	22,8
Глина алевролитистая	» »	1910—1916	—
То же	» »	1916—1922	—
Известняк глинистый	» »	1924—1929	58,8
Глина алевролитистая	» »	1929—1935	1,4
То же	Готерив-баррем	1935—1986	5,8
» »	То же	1999—2011	4,2
» »	» »	2032—2039	1,2
» »	» »	2039—2058	1,5

известняков (табл. 2). В апте, кроме того, значительно количество пород, промежуточных между сильно известковистыми глинами и сильно глинистыми известняками.

Макроскопических остатков фауны и флоры в меловых глинах из Ханты-Мансийской опорной скважины не так много. Находки из нее, имеющие стратиграфическое значение, описаны выше.

Микрофауна представлена различными фораминиферами, остракодами и радиоляриями. Встречены также споры папоротников и пыльца голосеменных растений (готерив-баррем).

Распределение органического углерода по разрезу Ханты-Мансийской скважины имеет большое сходство с распределением его в описанном выше Березовском разрезе.

По содержанию органического углерода вся толща меловых пород делится на две части: нижнюю, стратиграфически совпадающую с нижним мелом, с достаточно высокими значениям $\text{C}_{\text{орг}}$ (в среднем около 1,5%), и верхнюю, в которой содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ не превышает 0,6%.

По данным И. А. Юркевича (1959), проводившего определение $\text{C}_{\text{орг}}$ во всех поднятых образцах, линия раздела зон с повышенными и пониженными значениями $\text{C}_{\text{орг}}$ как для этого района, так и для других изученных им районов, проходит не точно по границе между верхним и нижним мелом, а находится примерно в середине сеноманской толщи.

В плоскопараллельных шлифах глины нижнего мела представлены чешуйчатой глинистой массой с невысоким двупреломлением порядка 0,012—0,013. Эта основная масса смешанного с каолинитом гидрослюдистого состава пронизана мельчайшими игольчатой формы чешуйками гидромусковита. Оптическая ориентировка глинистой массы неоднородна. Участками основная масса раскристаллизована в стяжения различной формы, обнаруживающие при скрещенных николях неравномерное чешуйчатое погасание. Своеобразную микрослоистость породам придает ориентированное расположение органического вещества, нитевидно вытянутого по простиранию образца (рис. 34, 35). Органическое вещество представлено тканевыми частями растений, споровыми оболочками, иногда целыми спорами, а также фюзеновыми растительными остатками. Среди совершенно неизмененных органических образований встречаются участки, полностью превращенные в

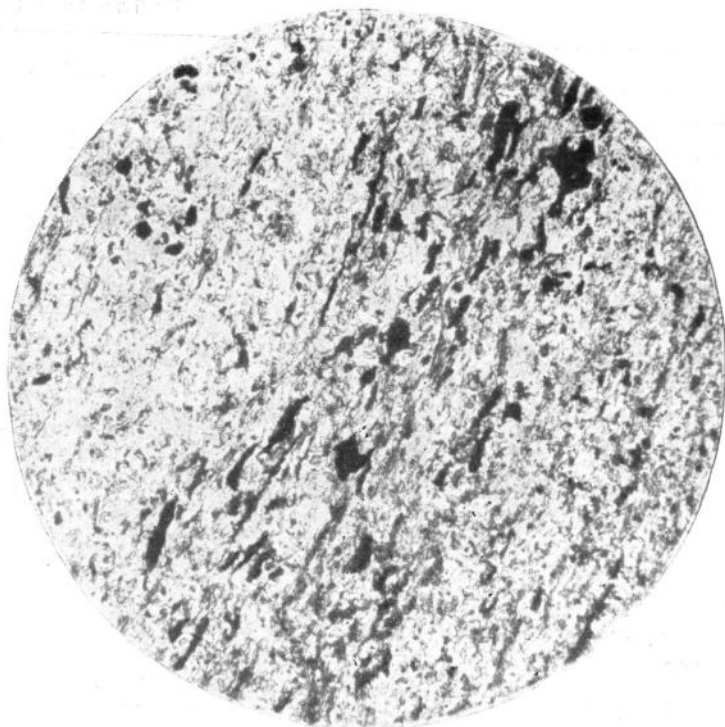


Рис. 34. Шлиф. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 1916—1922 м
($\times 100$)

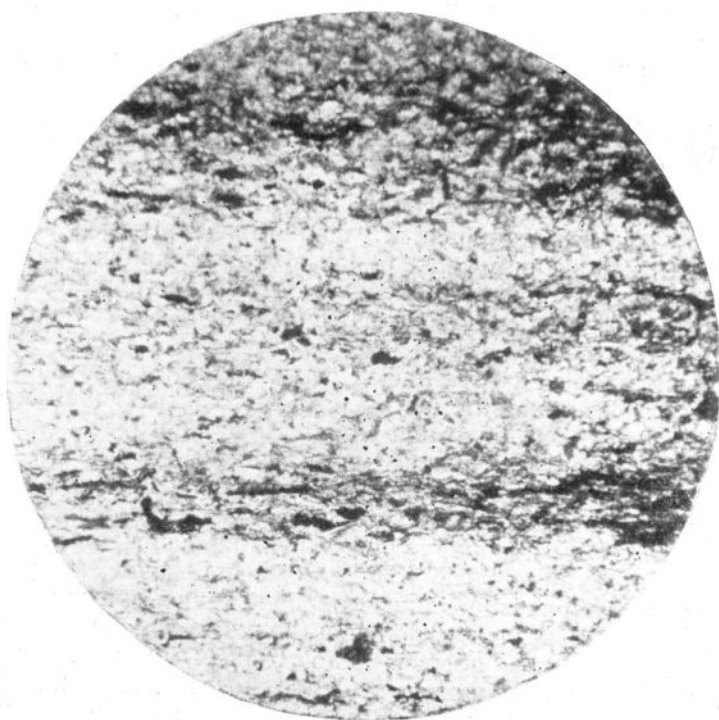


Рис. 35. Шлиф. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 1779—1788 м
($\times 100$)

глобулы пирита. Пиритизация органического вещества — очень характерный процесс в глинах нижнего мела. В глинах готерив-баррема и апта весьма часты стяжения сидерита.

При иммерсионном исследовании в глинах нижнего мела определено значительное количество минералов-примесей. Наиболее часто встречаются среди них полевые шпаты (до 45%), кварц (до 35%),

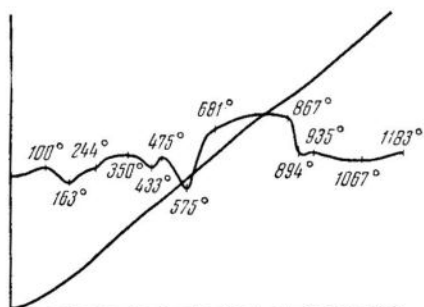


Рис. 36. Кривая нагревания. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 1999,26—2011,9 м

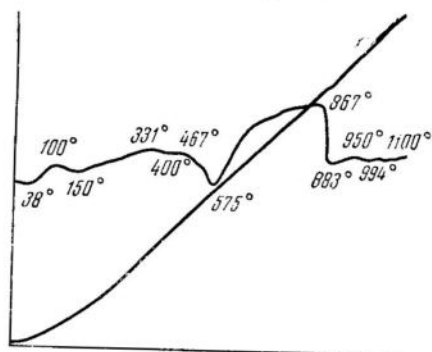


Рис. 37. Кривая нагревания, Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 1929,33—1935,63 м

слюды и хлорит (до 10%). Среди акцессорных минералов широко распространена группа устойчивых — циркон, рутил, гранат, а также рудных минералов — магнетит и ильменит. Ильменит всегда сопровождается лейкоксенном, по которому образуются великолепные кристаллики вторичного анатаза.

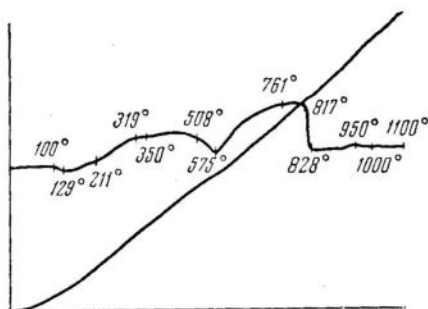


Рис. 38. Кривая нагревания. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 1722,9—1730,9 м

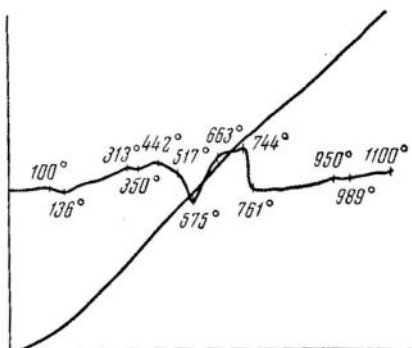


Рис. 39. Кривая нагревания. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 1665,65—1673,40 м

Породообразующими глинистыми минералами являются гидрослюда и каолинит.

Каолинит в иммерсии обладает обычными для него оптическими константами.

Гидрослюда, так же как и в разрезе, вскрытом Березовской опорной скважиной, делится на несколько групп по удельному весу и оптическим константам.

На кривых нагревания глин нижнего мела наблюдаются три эндотермические остановки, характеризующие гидрослюдистый характер изучаемых глин (рис. 36, 37, 38 и 39). Первый эндотермический

эффект при температуре 136—163°, соответствующий потере межслойной воды, очень слабо выражен. Это объясняется, по-видимому, невысокой степенью дисперсности гидрослюдистого материала. Второй эндотермический эффект имеет максимум при 575°. При этом происходит потеря ОН⁻-ионов воды решетки и частично изменяется структура минерала. Второй эндотермический эффект у гидрослюд обычно больше первого, но его интенсивность не столь велика, как на кривых нижнемеловых глин. Значительная интенсивность второго эндотермического эффекта обусловлена наличием каолинита. Присутствием его объясняется и почти полное подавление третьей эндотермической реакции гидрослюды, когда происходит разрушение решетки гидрослюдистых минералов. Параллельно с этим резко уменьшена высота экзотермического пика каолинита в связи с наличием значительного количества К₂О. Имеющийся на некоторых кривых нагревания эндотермический эффект при температуре около 38° объясняется, по-видимому, присутствием значительного количества хлорита.

Изучение глин нижнего мела под электронным микроскопом показало, что фракция <0,001 мм состоит из удлиненных и изометричных пластинок гидрослюды, иногда с резкими очертаниями, а также из частичек каолинита, полностью или частично окристаллизованных. Встречаются и непрозрачные неправильной изометричной формы зерна, по-видимому, кварца (рис. 40, 41 и 42).

Глинистая примесь в известняках имеет такой же минералогический состав фракции <0,001 мм, как и аналогичная фракция из глин (рис. 43).

Рентгеноструктурное исследование глин нижнего мела, выполненное в лаборатории ВНИГНИ Ю. М. Королевым, показало, что на порошковых рентгенограммах присутствуют все характерные интерференционные линии гидрослюды и каолинита. Наличие гидрослюды характеризуется присутствием следующих интерференционных линий: 10,1; 4,97; 3,34; 2,57; 1,69; 1,65 Å и др., каолинита — 7,15; 3,54, 1,98 Å и др. Помимо линий гидрослюды и каолинита на рентгенограммах отмечается ряд слабых линий, свидетельствующих о присутствии незначительной примеси хлоритов — 14,3; 7,0 Å и др. и кварца — 4,27; 2,28 Å и др. Интерференционные линии гидрослюды четкие и тонкие, что свидетельствует о высокой степени раскристаллизованности гидрослюдистых минералов в отложениях нижнего мела.

Глины верхнего мела отличаются несколько более светлой окраской. Они то светло- то зеленовато-серого цвета со значительной примесью частиц алевритовой и даже песчаной размерности.

Для верхнемеловых глин из Ханты-Мансийской опорной скважины, также как и из других изученных скважин, характерна опоконидность, вызванная значительным содержанием опалового материала.

В шлифах эти глины представляют тонкоагрегатную чешуйчатую массу, окрашенную либо в светло-зеленоватый, либо в желтый, иногда бурый цвета. Нередко отдельные участки породы окрашены с различной интенсивностью, что обусловлено примесью органического вещества. Глины имеют массивное, но иногда и тонкослоистое строение, связанное с одинаковой ориентировкой чешуек глинистых минералов и более крупных чешуек гидрослюды. При скрещенных николях интерференционная окраска глин колеблется от желтовато-серого до желтовато-оранжевого цвета. В разрезах, параллельных напластованию, глинистое вещество имеет двупреломление порядка 0,002—0,003. Очень редко своеобразная микрослоистость бывает вызвана закономерным чередованием глинистых и алевритовых слоев (рис. 44). Чаще же

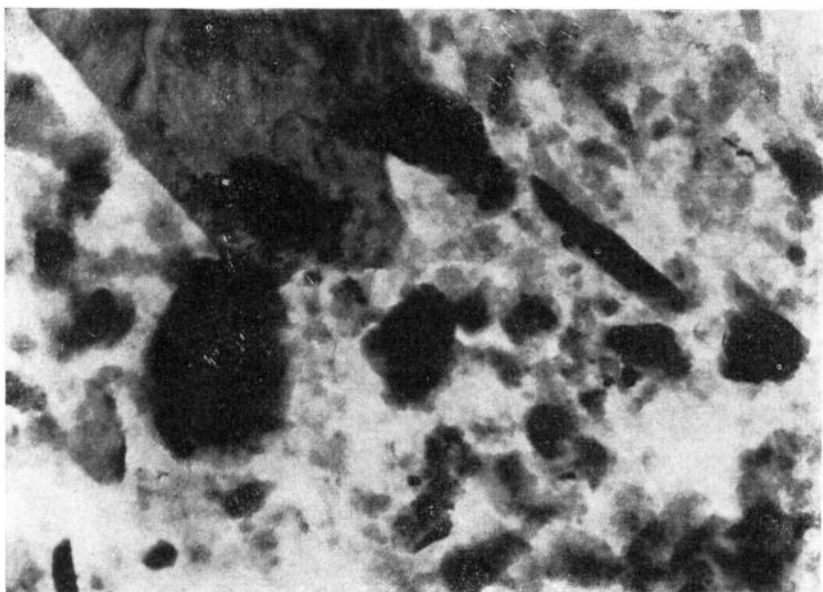


Рис. 40. Электронномикроскопическая фотография. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 1999,26—2011,9 м ($\times 12\,000$)

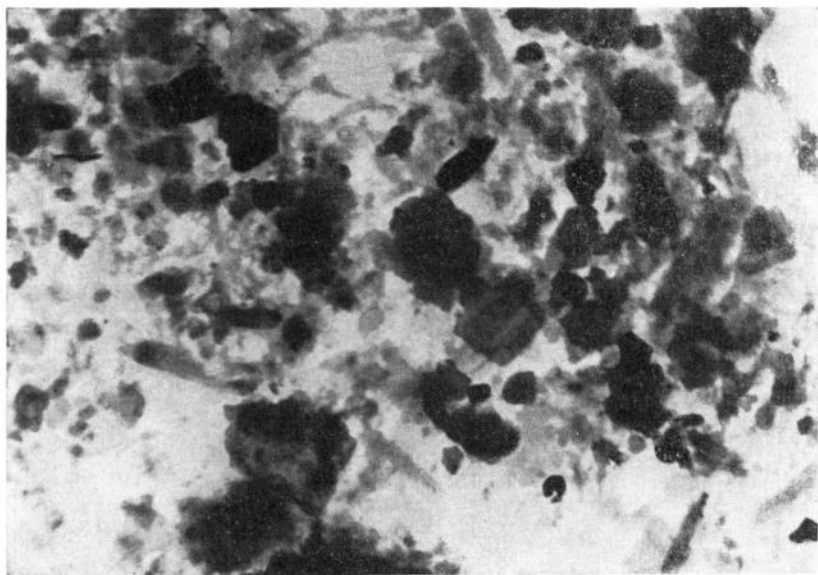


Рис. 41. Электронномикроскопическая фотография. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 1716—1722 м ($\times 12\,000$)

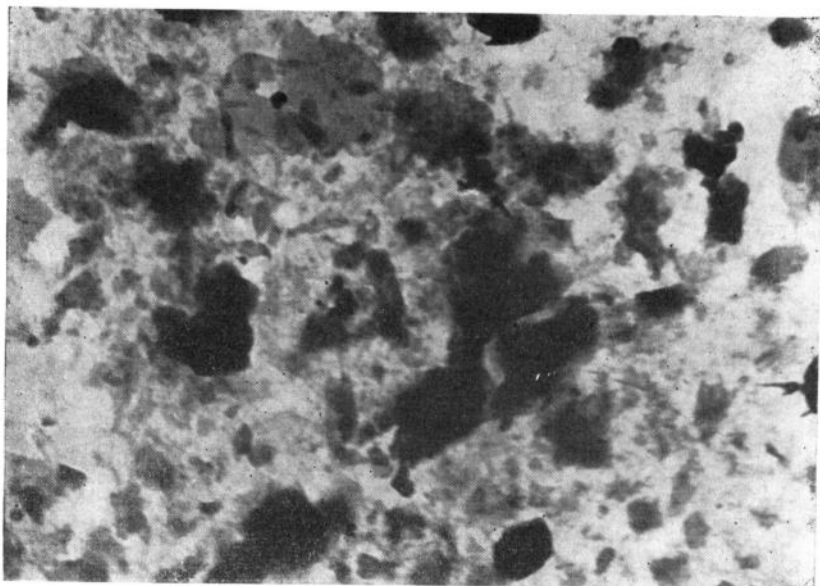


Рис. 42. Электронномикроскопическая фотография. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 1585—1593 м ($\times 12\,000$)

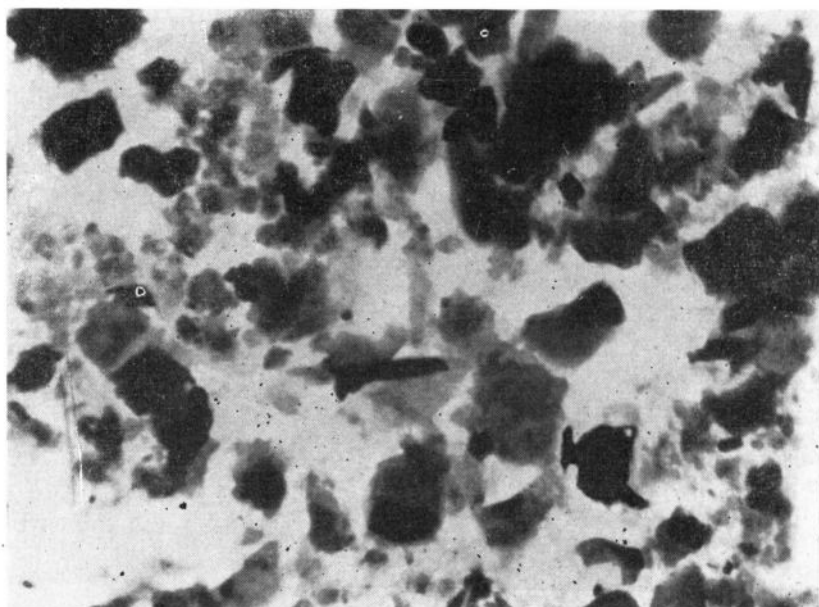


Рис. 43. Электронномикроскопическая фотография. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 1924—1929 м ($\times 12\,000$)

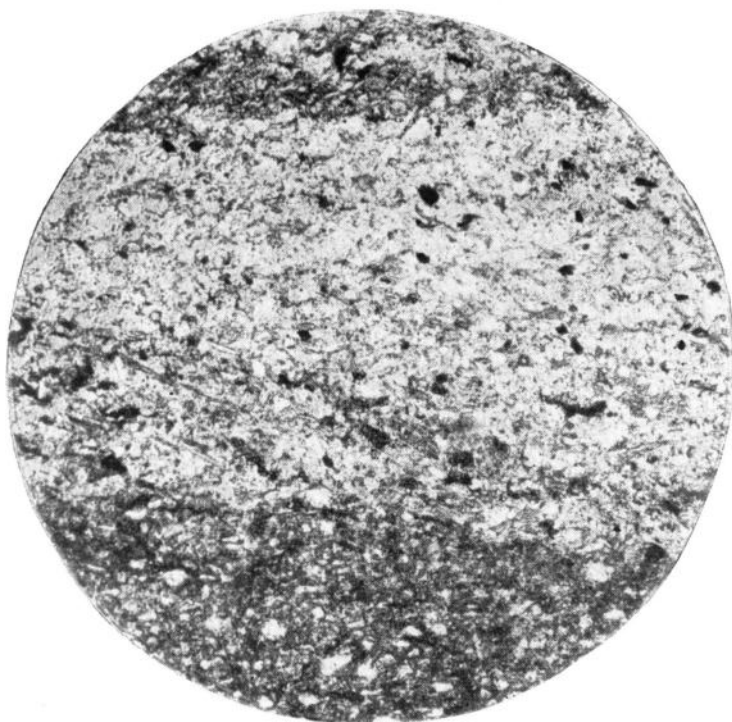


Рис. 44. Шлиф. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 1290—1302 м ($\times 100$)

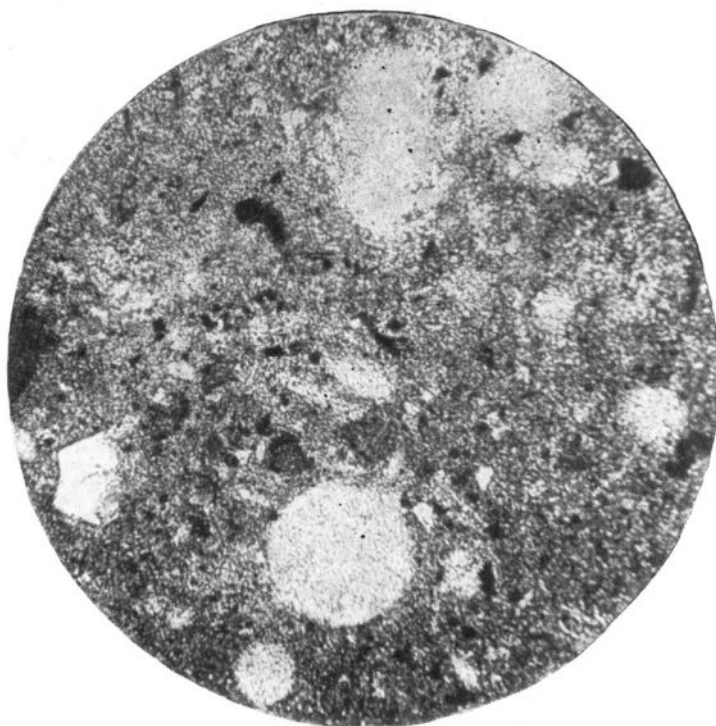


Рис. 45. Шлиф. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 944—956 м ($\times 100$)

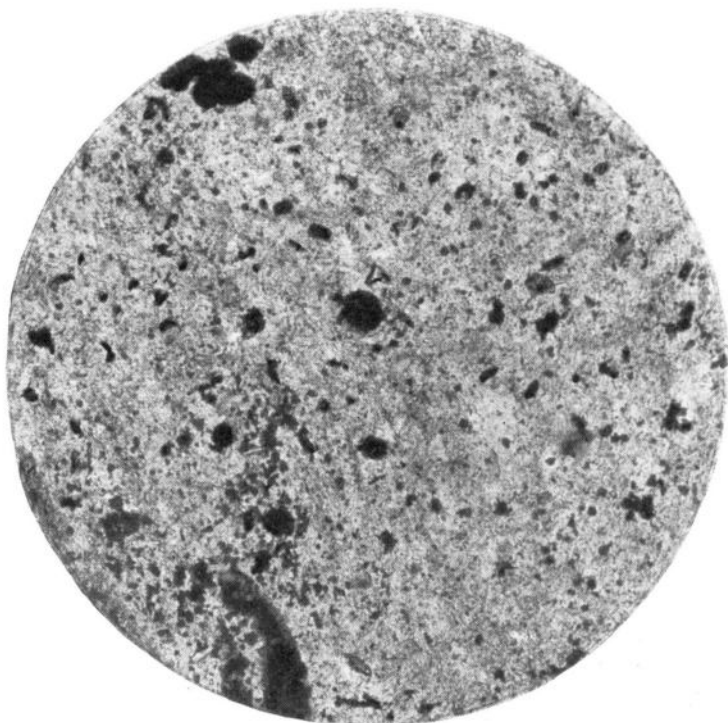


Рис. 46. Шлиф. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 1001—1009 м
($\times 100$)

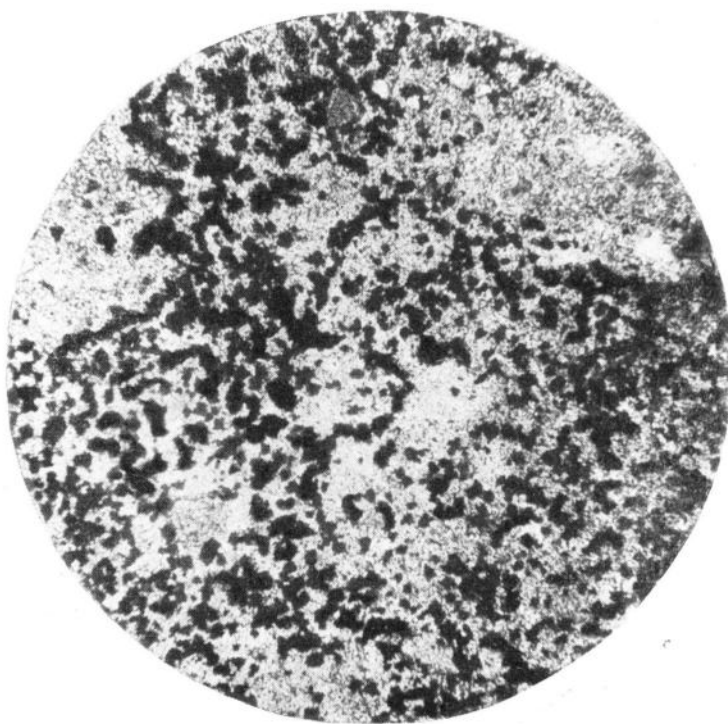


Рис. 47. Шлиф. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 917—944 м
($\times 100$)

алевритовый материал в верхнемеловых глинах, погруженный в глинистую массу вместе с другими минералами (карбонатами и глауконитом) располагается незакономерно. Верхнемеловые глины переполнены остатками радиолярий, диатомей и фораминифер (рис. 45). Диатомей имеют различную форму и тончайшие скульптурные украшения, аналогичные описанным выше из березовского разреза. Органического вещества значительно меньше, чем в глинах нижнего мела.

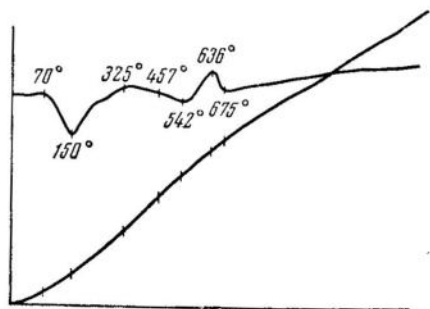


Рис. 48. Кривая нагревания. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 1001,4—1009,15 м

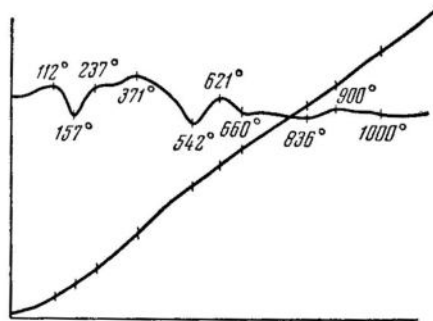


Рис. 49. Кривая нагревания. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 842,55—854,5 м

Располагается оно часто незакономерно, но иногда обнаруживает некоторое стремление к направлению напластования.

Некоторая часть органического вещества пиритизирована. Пирит по органическому веществу, а также вне связи с ним по-прежнему весьма распространен в глинах (рис. 46, 47). Содержание пирита в различных образцах резко колеблется, но в общем находится в зависимости от количества органического вещества. Чем больше его, тем обычно больше пирита. Если органического вещества мало, то редукция железа

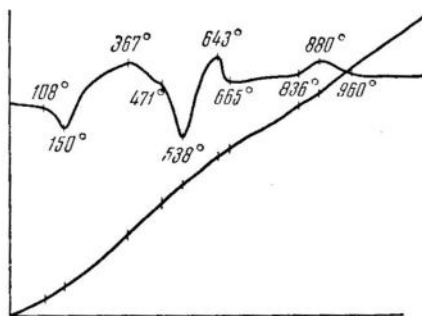


Рис. 50. Кривая нагревания. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 780,4—804,7 м

в осадке доходит только до образования сидерита с незначительным содержанием пирита и даже с отсутствием его. Это наблюдение находится в соответствии с теми закономерностями распределения аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах, которые подчеркнуты Н. М. Страховым и Э. С. Залманзон (1955).

На кривых нагревания верхнемеловых глин (рис. 48, 49, 50) отмечаются три эндотермические остановки при температуре 150—157, 538—542 и 836°. Кроме того, на всех кривых имеются экзотермические эффекты при температуре 325—371, 621—643, 880—900°. Первый экзо-

термический эффект связан со сгоранием органики и окислением пирита. Вторая экзотермическая реакция, также как вторая эндотермическая реакция, принадлежит сидериту. Присутствием его обуславливается большая интенсивность и некоторый сдвиг второй эндотермической реакции гидрослюд. Последний экзотермический эффект, следующий непосредственно за третьей эндотермической остановкой, объясняется наличием некоторого количества бейделлита — стадийного продукта перехода гидрослюд в монтмориллонит.

Электронномикроскопическое исследование фракции $<0,001$ м, так же как изучение минералогического состава пелитовой фракции ($0,01—0,0002$ м) иммерсионным методом, показало, что породообразующими минералами в глинах верхнего мела являются гидрослюды, в разной степени затронутые процессами бейделлитизации. Процесс бейделлитизации гидрослюд тем интенсивней, чем моложе отложения.

На рис. 51, 52, 53 и 54 представлены электронномикроскопические фотографии фракции $<0,001$ м этих глин. Эта фракция состоит из мелких пластинок гидрослюды, не имеющих четких ограничений, и чрезвычайно тонкодисперсных частиц или их агрегатов, как и минералов монтмориллонитовой группы. По данным М. Ф. Видуловой (1952), такие образования могут быть расшифрованы как бейделлит, образующийся по гидрослюде. Подобное толкование вполне подтверждается данными минералогического исследования пелитовой фракции этих образцов глин. На некоторых фотографиях (рис. 52) видны образования, имеющие различную форму и довольно значительную толщину, с резко ограниченными контурами. Это, по-видимому, срезы микроспор. Некоторые непрозрачные зерна неправильной формы принадлежат, вероятно, кварцу.

Рентгеноструктурное исследование глин верхнего мела показало, что на порошковых рентгенограммах, наряду с линиями, характерными для гидрослюды (10,3; 9,97; 4,93; 3,34 Å и др.), присутствуют и слабые интерференционные линии минерала монтмориллонитовой группы (13,8; 4,49; 1,66 Å и др.). Помимо указанных линий на рентгенограммах имеются слабые линии кварца, кальцита и кристобалита (4,08; 2,84; 2,12 Å и др.).

Обращает на себя внимание характер интерференционных линий гидрослюды. Они отличаются некоторой размытостью и диффузностью, что является характерной особенностью минералов, обладающих тонкой дисперсностью частиц. Этой особенностью в большой степени обладают минералы монтмориллонитовой группы, что существенно отличает гидрослюды верхнего мела от гидрослюд нижнего мела, обладающих довольно совершенной структурой и высокой степенью окристаллизованности минеральных компонентов.

Процесс бейделлитизации гидрослюд приводит к снижению показателей преломления, а также к резкому снижению удельного веса гидрослюдистых минералов, подавляющее большинство которых переходит из фракции уд. в. 2,78—2,47 во фракцию уд. веса 2,47—2,20 и 2,20—1,80 (рис. 55).

Акцессорные минералы в верхнемеловых глинах не отличаются сколько-нибудь существенным образом от встреченных в нижнемеловых глинах, за исключением турмалина, количество которого в глинах верхнего мела выше, однако не настолько, чтобы по нему можно было уверенно коррелировать разрезы.

Аутигенные — пирит, кальцит и сидерит распространены так же широко, как и в глинах нижнего мела. Характерным аутигенным минералом в верхнемеловых глинах является глауконит, образование

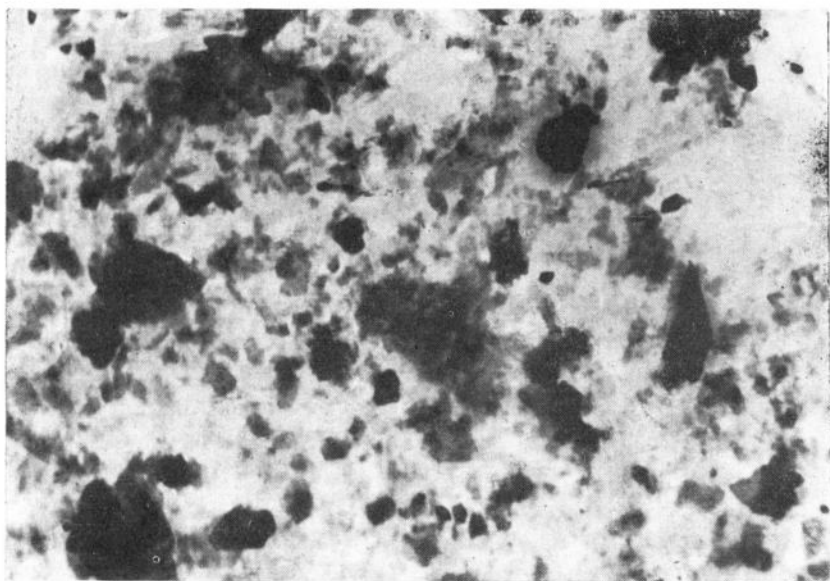


Рис. 51. Электронномикроскопическая фотография. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 1315—1328 м ($\times 12\,000$)

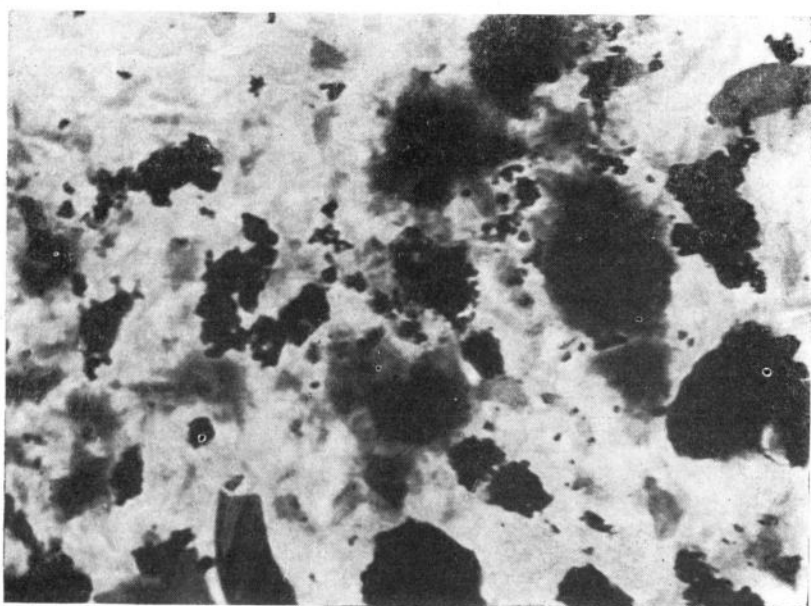


Рис. 52. Электронномикроскопическая фотография. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 944—956 м ($\times 12\,000$)

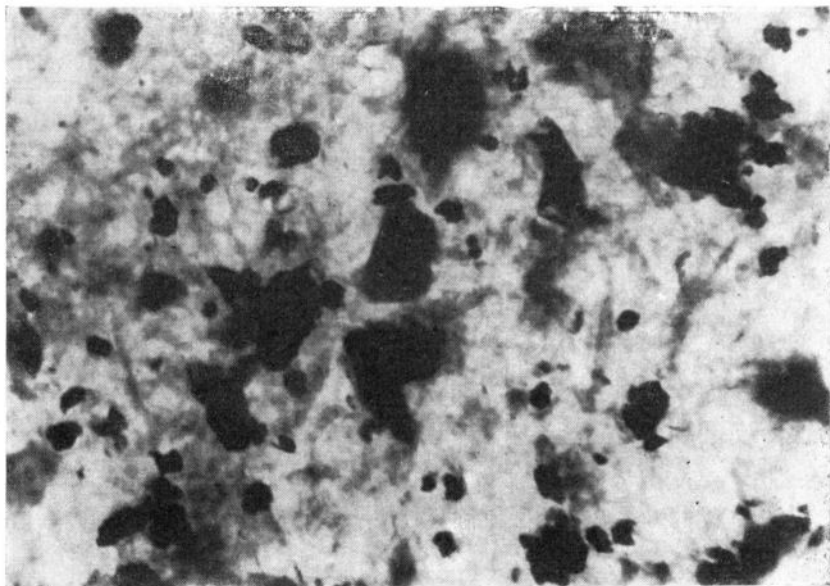


Рис. 53. Электронномикроскопическая фотография. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 1000—1009 м ($\times 12\,000$)

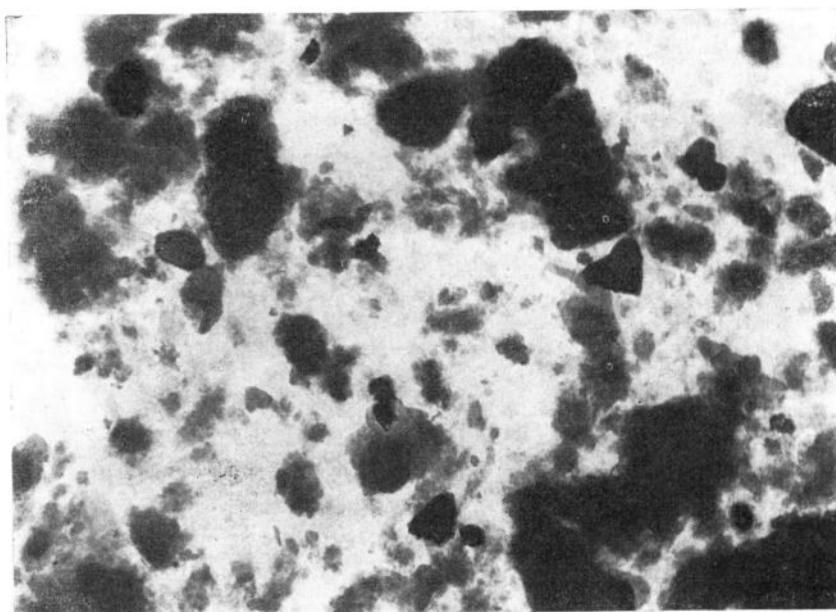


Рис. 54. Электронномикроскопическая фотография. Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, глубина 780—804 м ($\times 12\,000$)

которого автор, вслед за Л. В. Пустоваловым (1940) и Л. Н. Формозовой (1949), ставит в зависимость от положения окислительно-восстановительной границы. Однако в настоящее время известна и другая точка зрения, а именно Н. М. Страхова (1954), связывающего образование глауконита с диагенетическими преобразованиями, происходящими в осадке. Полностью признавая возможность и такого толкования, мы считаем, что наш материал лучше объясняется первой из перечисленных точек зрения.

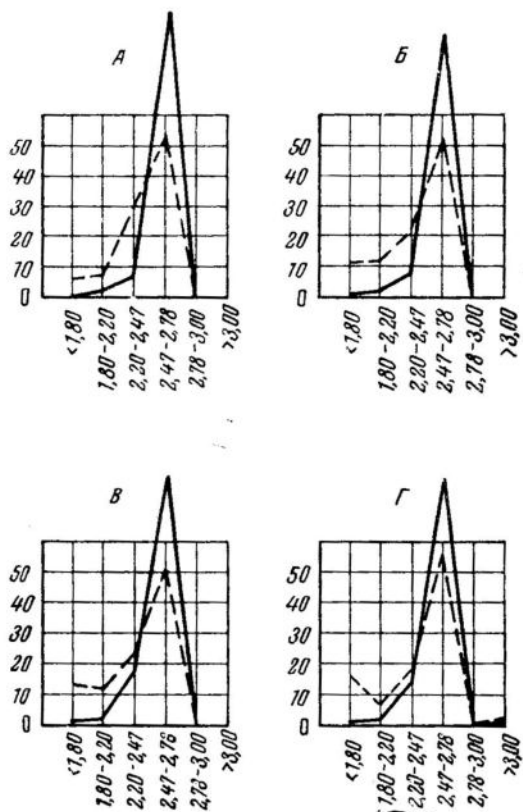


Рис. 55. Кривые гравитационного анализа, Ханты-Мансийск, скв. 1-Р:

А — глубина 1828—1834 м; Б — глубина 2039—2050 м; В — глубина 1193—1242 м; Г — глубина 1716—1722 м; прямая линия — алевритовая фракция; пунктирная линия — пелитовая фракция

Характер кривых гравитационного анализа пелитовых и алевритовых фракций, построенных для меловых пород из Ханты-Мансийской опорной скважины, оказался аналогичным, а максимумы кривых обеих фракций совершенно симметричными. Это, по аналогии с другими разрезами, изученными автором, дает возможность сделать заключение о преимущественно обломочном образовании меловых глин Западно-Сибирской низменности.

Таким образом, по комплексу литологических признаков толщу меловых глин, вскрытую Ханты-Мансийской опорной скважиной, можно разделить на две группы.

Первая группа, стратиграфически соответствующая нижнему мелу, представлена глинистой толщей с редкими незначительной мощности прослоями алевролитов, преимущественно мелкозернистых. Глины этой части либо тонкоотмучены, либо содержат незначитель-

ную примесь алевритового материала (до 10%). Породообразующие минералы глин этой группы — гидрослюда и каолинит. Содержание каолинита падает по мере движения вверх по разрезу, в верхнеальбское время он уже едва улавливается. В альбское же время в глинах появляются единичные зерна бейделлитизированных гидрослюдов. В глинах этой группы встречается значительное количество органики углестого типа. Для них характерны высокие значения $S_{орг}$ и низкое содержание гуминовых кислот. Большим распространением пользуются гнезда аутигенного пирита и стяжения сидерита. Значения pH суспензии пород — от 7,9 до 9, а в глинах готерив-баррема и апта — около 9. В образцах альбских глин pH суспензий вообще несколько ниже (около 8), а в одном образце нижнего альба падает даже до 5,3. Аналогичная пачка пород с аномально низкими значениями pH отмечается и в Березовском разрезе. Приведенные выше данные, а также результаты изучения геохимических показателей солёности бассейна накопления меловых пород (Юркевич, 1959) позволяют считать, что породы этой группы, пройденные Ханты-Мансийской скважиной, накапливались в резко восстановительных и восстановительных условиях довольно глубокого и относительно спокойного водоема (преимущественно глинистые осадки). Солёность водоема была очень низкой, о чем свидетельствуют не только геохимические показатели, но и полное отсутствие фауны в готерив-барремских и аптских отложениях.

Вторая группа, стратиграфически соответствующая верхнему мелу, представлена преимущественно опоковидными глинистыми породами. Преобладающее развитие алевритовых пород наблюдается лишь в сеноманское время. Однако, несмотря на доминирующее значение глинистых пород в разрезе, тонкоотмученные разности глин в этой части отсутствуют. Примесь алевритовых частиц в глинах доходит до 48%. Породообразующими минералами глин этой группы являются гидрослюды в различной степени бейделлитизированные. Глины обеднены органическим веществом, которое представлено обрывками тканевых частей растений и спорами. Содержание $S_{орг}$ в среднем 0,6%. По-прежнему важное место занимают пирит и сидерит, но главную роль играет глауконит, свидетельствуя о постоянной и резкой смене геохимической среды осадка.

Осадконакопление происходило в условиях морского бассейна, довольно глубокого и спокойного, но поднятие окаймляющих горных сооружений вызвало частичное обмеление моря в сеноманское время, что привело к преимущественному накоплению алевритовых пород. Затем новое углубление моря вернуло глинам главенствующую роль. Наличие обильной фауны фораминифер, радиолярий, диатомовых водорослей, а также некоторых видов макрофауны свидетельствует о том, что верхнемеловой бассейн имел нормальную солёность. Этому не противоречат и полученные И. А. Юркевичем (1959) геохимические данные.

ОМСК

Омская опорная скважина расположена у г. Омска в 712,5 км к юго-востоку от Ханты-Мансийской опорной скважины. Омской скважиной вскрыт непрерывный разрез меловых отложений от валанжина до маастрихта включительно. В разрезе отсутствуют лишь палеонтологически охарактеризованные отложения датского яруса. Общая мощность меловых отложений, пройденных этой скважиной, равна 1750 м. В мощной толще меловых пород ведущую роль играют глины.

Нижнемеловые отложения представлены зеленовато-серыми, оливково-зелеными и шоколадно-коричневыми глинами в чередовании, а

иногда в чрезвычайно тонком переслаивании (апт-альб) с мелко- и среднезернистыми песчаниками и алевролитами. Песчаники и алевролиты имеют темно-, светло- или зеленовато-серую окраску. Встречаются единичные прослои пород, которые с равным правом могут быть названы как глинистыми известняками, так и известковистыми глинами. В готерив-барреме несколько увеличивается количество песчаных и

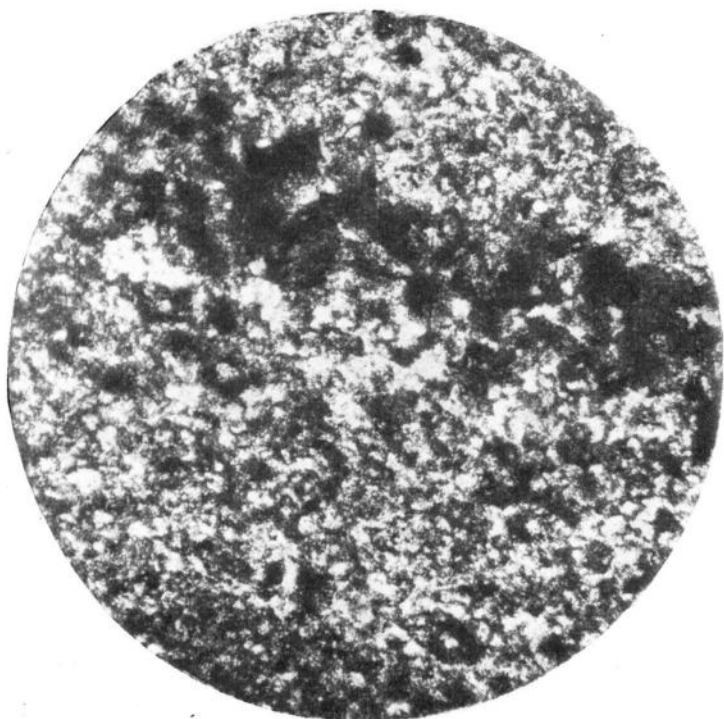


Рис. 56. Шлиф. Омск, скв. 1-Р, глубина 2289,8—2283,8 м ($\times 100$)

алевритовых пород, однако характер разреза остается тем же. Карбонатность глин резко различна и колеблется от 0 до 40% (табл. 3). Проследить сколько-нибудь отчетливую закономерность в распределении глин с повышенной карбонатностью и некарбонатных не удается.

Примесь песчаных и алевроитовых частиц в глинах обычно не превышает 10%. Однако в том случае, когда имеет место чрезвычайно тонкое, микроскопическое чередование глинистых и алевроитовых слоев, содержание алевроитовых частиц повышается до 43—48%. Фактически эти породы не являются ни глинами, ни алевролитами, а составляют довольно значительную для отложений нижнего мела группу смешанных пород. Тем не менее, условно мы описываем их вместе с глинами из-за преобладания в них зерен пелитовой размерности.

Глины, как правило, характеризуются наличием параллельной или косой слоистости, обусловленной либо ориентированным расположением органики, либо намывами листочков гидрослюды, либо тоненькими кварцево-полевошпатовыми прожилочками внутри глин, либо, наконец (рис. 56), направленным расположением глобулярного сидерита (глубина 2289,8—2283,8 м). Наличие косой слоистости отмечено также и в некоторых алевролитах валанжина.

Нижнемеловые глины бедны макроскопическими остатками фауны и флоры. Среди них можно отметить харовые водоросли, единичные

Таблица 3

Карбонатность глинистых и алевроитовых пород, по Кларку

Литологическая характеристика пород	Возраст	Глубина, м	Содержание CaCO_3 , %
Глина алевроитистая	Кампан-маастрихт	791—797	—
То же	Сантон	797	—
» »	Сантон	857—863	8,3
» »	Коньяк-турон	960—966	3,0
» »	Сеноман	1133—1138	3,5
» »	Готерив-баррем-апт	1581—1588	—
Алевролит среднезернистый	То же	1581—1588	—
Глина слабоалевритистая	» »	1620—1629	5,6
Тонкое чередование глины и алевролита крупнозернистого	» »	1688—1695	2,3
Глина алевроитистая	» »	1688—1695	—
Песчаник мелкозернистый	» »	1750—1749	29,6
Тонкое чередование глины и карбоната	» »	1768—1781	40,0
Песчаник мелкозернистый, глинистый	» »	1807—1811	—
Глина песчаная	» »	1845—1840	—
Песчаник мелкозернистый	» »	1887—1894	—
Алевролит мелкозернистый, глинистый	» »	1906—1899	2,0
Песчаник мелкозернистый	» »	1923—1917	26,4
Глина слабоалевритистая	» »	1923—1929	—
» »	» »	1923,6—1929,4	5,6
Алевролит среднезернистый, глинистый	» »	1951,45—1951,95	26,6
Глина слабоалевритистая	» »	2005—2000	3,8
Тонкое переслаивание алевролита среднезернистого с глиной	» »	2038—2026	11,6
Песчаник среднезернистый	» »	2045—2038	30,0
Глина слабоалевритистая	» »	2051—2057	7,8
То же	» »	2063—2058	12,4
Глина алевроитистая	» »	2075—2069	16,8
Песчаник мелкозернистый	» »	2101—2108	—
То же	» »	2108—2101	—
Алевролит разномзернистый	Валанжин	2131—2125	32,0
Алевролит крупнозернистый	То же	2131—2125	4,4
Алевролит разномзернистый	» »	2155—2149	4,0
То же	» »	2167—2161	26,6
Алевролит среднезернистый	» »	2181—2161	21,2
Алевролит разномзернистый	» »	2181—2161	5,3 и 28,0
Алевролит среднезернистый	» »	2189—2185	9,8
Глина алевроитистая	» »	2251—2256	2,3
Алевролит среднезернистый	» »	2272—2266	36,0
Алевролит крупнозернистый	» »	2277—2272	4,8
Глина слабоалевритистая	» »	2277—2283	3,8
Алевролит крупнозернистый	» »	2283—2277	11,8
Глина с сидеритом	» »	2289—2283	32,4
Глина	» »	2306—2312	22,4 и 32,8
Глина косослоистая	» »	2322,7—2328,7	1,1
Глина алевроитистая	Юра	2358,9—2364,9	3,0

обрывки папоротников, остатки различной фауны плохой сохранности, обугленной растительности и ходы червей. Микропалеонтологические остатки представлены редкими остракодами, спорами и пылью.

Содержание органического углерода в глинах нижнего мела очень мало (0,22%), гуминовые же кислоты не обнаружены совсем. Низкое содержание органического углерода в породах обуславливается почти полной пиритизацией первичной органики.



Рис. 57. Шлиф. Омск, скв. 1-Р, глубина 2358,9—2364,9 м ($\times 100$)

Под микроскопом видно, что основу нижнемеловых глин составляет пелитоморфная масса с двупреломлением порядка 0,019 (для валанжина) и 0,009 (для готерив-баррем-апт-альба), в которую включены очень мелкие (как правило, не крупнее 0,02 мм) частички песчано-алевритового материала.

Этот материал то располагается в породе более или менее равномерно, то образует слюечки различной толщины. Слюечки эти не всегда прослеживаются по всей площади шлифа. Часто они утоняются и выклиниваются, иногда же по ходу слойка образуют линзочки различных размеров.

Породообразующими минералами являются гидрослюда и каолинит. Весьма часто в нижнемеловых глинах наблюдаются выделения аутигенного каолинита. Иногда новообразованный каолинит выполняет линзобразной формы участки, правильно повторяющиеся вдоль микрослоистости, так что образуется своеобразная петельчатая текстура глины (рис. 57).

Ориентированно по слоистости располагаются и скопления углистого органического вещества, образующего своеобразное обрамление линзочек каолинита. Вся порода густо закрашена гумусовым органическим веще-

ством, равномерно пропитывающим глину. Линзочки же каолинита совершенно не окрашены. Это несомненно свидетельствует о том, что каолинит в этих линзочках образовался значительно позднее основной глинистой массы.

Ассоциация линзочек каолинита со скоплением органического вещества дает возможность предположить, что гидрослюда, первоначально заполнявшая эти участки, перешла в каолинит под действием углекислоты, освободившейся при разрыве кислородных связей в молекулах гумусового органического вещества в процессе диагенеза и, возможно, начального эпигенеза (Григорьев, 1954).

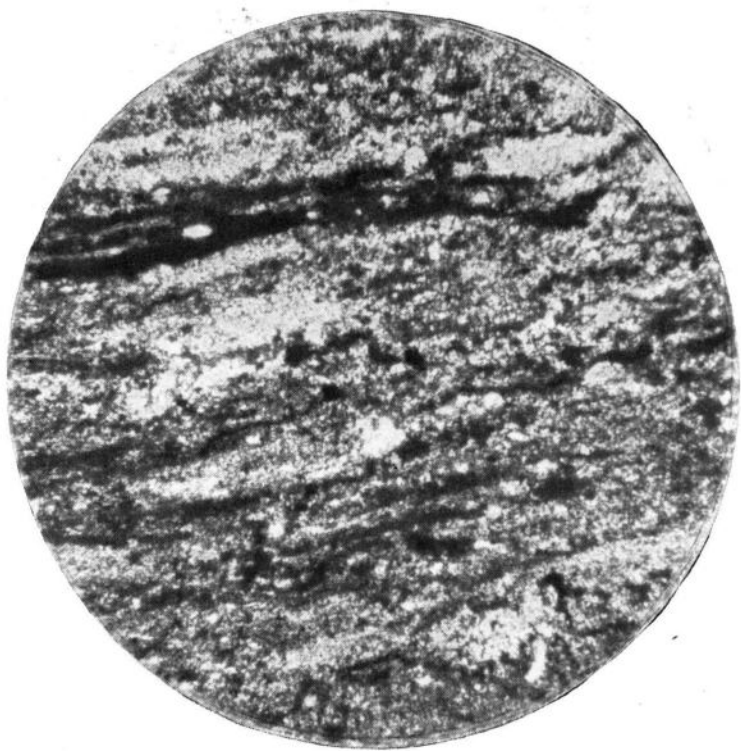


Рис. 58. Шлиф. Омск, скв. 1-Р, глубина 2322,7—2328,7 м ($\times 100$)

Несколько выше по разрезу (2322,7—2328,7 м) в некоторых линзочках (рис. 58) можно наблюдать реликты гидрослюда, защищенной каолинитом. При этом превращающаяся в каолинит гидрослюда все еще слабо окрашена органическим веществом, а новообразованный каолинит уже лишен окраски. Основная глинистая масса, как и в предыдущем случае, интенсивно окрашена, однако распределение органического вещества не столь равномерно, скопления его тяготеют к отдельным участкам породы. Этой неравномерностью можно, по-видимому, объяснить неполное замещение гидрослюда каолинитом.

Часто каолинит выполняет пустоты внутри стяжений сидерита. В шлифе с глубины 1923,6—1929,4 м удалось наблюдать микроконкрецию сидерита площадью до 55 мм^2 ($8,6 \times 6,4 \text{ мм}$), отдельные каверны в которой выполнены кальцитом и каолинитом (внутри). В описанном случае кальцит является более поздним образованием, чем сидерит, потому что кальцитом выполнены все трещинки в сидерите, а каолинит выделился в самую последнюю очередь, заполнив оставшееся место.

Выделение мелкочешуйчатого каолинита отмечено также внутри крупных стяжений кальцита (глубина 2063,55—2058,5 м).

Часто наблюдаемые выделения каолинита в ассоциации с карбонатами легко объяснить последовательным изменением геохимической обстановки в осадке, что обусловило в свою очередь и имеющую место последовательность выделения аутигенных минералов.

Образование такого рода конкреций происходило, по-видимому, следующим образом. Сначала образовался аутигенный сидерит. В результате перераспределения вещества и стягивания его к определенным точкам осадка была создана основа будущей конкреции. Так как материал ее представлял собой гелевый сгусток, то в процессе старения была образована структура конкреции с многочисленными септариевыми трещинами. В эти трещины натягивались растворы из окружающей глинистой массы, содержащие бикарбонат кальция, а также SiO_2 и Al_2O_3 . Резкое увеличение концентрации бикарбоната в растворе вызывало осаждение CaCO_3 в трещинках сидеритовой конкреции. Выделившаяся при осаждении карбоната кальция углекислота вызвала понижение pH раствора, благодаря чему создались условия, благоприятные для выделения каолинита.

Иногда аутигенный сидерит встречается в виде микроскопических бобовин размером от 0,04 до 0,07 мм. Бобовины имеют бурую окраску и тонкоагрегатную поляризацию (глубина 2289,8—2283,8 м). Располагаются они отдельными клинообразными прослоями в мелкоалевритистой глине, создавая весьма причудливую косую микрослоистость. Незначительное содержание органического вещества в породе привело к тому, что та часть железа, которая редуцирована, присутствует только в виде сидерита.

Широко представлены также различные выделения кальцита, который в виде пелитоморфных частиц равномерно или участками пропитывает глинистую массу. Это раннедиагенетический (сингенетический) кальцит. Кальцит, же, образующий наружные кольца на переотложенных карбонатных оолитах или заполняющий трещины в стяжениях сидерита и все углубления в указанных оолитах, является образованием познедиагенетическим.

В глинистых породах постоянно присутствует пирит в виде мельчайших вкрапленников, иногда образующих скопления разнообразной формы. Распространены псевдоморфозы пирита по органическому веществу, причем степень пиритизации колеблется от образца к образцу. Кроме того, тонкозернистый пирит цементирует прослой крупнозернистого алевролита шириной 0,8 мм внутри тонкослоистой слабо алевритистой глины (глубина 2283,85—2277,85 м).

Среди других аутигенных минералов необходимо отметить гидрослюда (гидрохлорит и гидромусковит), которая в виде мельчайших иголок (от 0,04 мм и меньше) насыщает глинистую массу, а также бурые гидроокислы Fe, анатаз и фосфаты.

На кривых нагревания нижнемеловых глин (рис. 59, 60) первая эндотермическая реакция при температуре 150°, соответствующая выделению адсорбированной в гидрослюдистых минералах воды, очень слабо выражена. Это связано с достаточно высокой степенью окристаллизованности гидрослюдистых минералов и малой их дисперсностью. Второй эндотермический эффект при температуре 575—580°, когда происходит потеря гидроксильной воды, является более глубоким, чем он должен был бы быть при однородном гидрослюдистом составе глины. Углубление второго эндотермического эффекта происходит за счет присутствия каолинита или сидерита (рис. 59). Наличием каолинита обусловлено нередко подавление третьей эндотермической остановки гидрослюды,

соответствующей разрушению гидрослюдистых минералов. Экзоэффект каолинита очень слабо выражен из-за значительных количеств K_2O . Эндотермическая реакция при температуре 815° вызвана присутствием кальцита. Слабый экзотермический эффект при температуре 425° характеризует окисление пирита.

Анализ электронномикроскопических фотографий нижнемеловых глин (рис. 61, 62, 63, 64) показывает, что фракция $<1 \mu$ в них представлена в основном гидрослюдой с небольшим количеством каолинита.

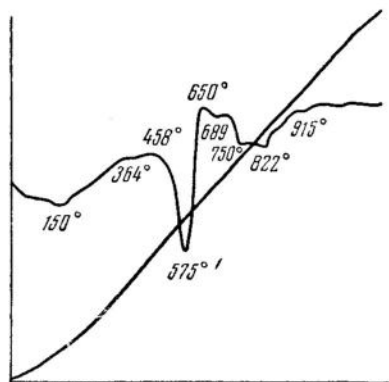


Рис. 59. Кривая нагревания. Омск скв. 1-Р, глубина 1923—1929 м

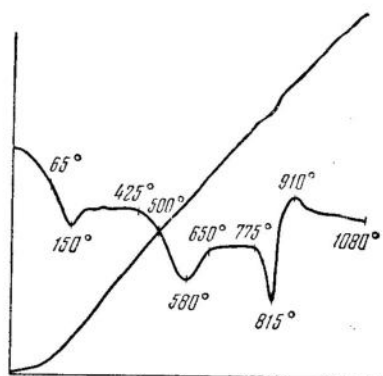


Рис. 60. Кривая нагревания. Омск скв. 1-Р, глубина, 2289,8—2283,8 м

Гидрослюда имеет форму полупрозрачных слюдоподобных пластинок то удлиненных, то изометричных. Размеры пластинок в разных типах пород неодинаковы. В глинах они более мелкие. Для алевроитовых пород характерны более крупные пластинки. Кроме того, при движении вверх по разрезу степень окристаллизованности (резкость ограничений) падает и возрастает соответственно степени дисперсности гидрослюдистых минералов. В альбских глинах имеют место единичные зерна бейделлитизированных гидрослюд.

Частицы каолинита имеют вид шестиугольных пластинок со сломанными или размытыми краями. Весьма редко сохраняются две или три грани кристалла. Размеры частиц каолинита преимущественно мелкие, но толщина их значительная, что делает их практически непрозрачными.

Форма частиц гидрослюды и каолинита свидетельствует об их обломочном происхождении.

Очень редко можно увидеть мелкие кристаллики каолинита, имеющие правильную шестигранную форму. Это аутигенный каолинит, выделения которого в гидрослюдистых глинах нижнего мела описаны выше. Неправильной формы непрозрачные очень толстые зерна принадлежат кварцу, а некоторое количество непрозрачных зерен с острыми режущими краями — вероятно, осколкам углистого органического вещества.

Алевроитовая фракция глинистых пород представлена полевыми шпатами (34,6%), кварцем (11,4%), гидрослюдой (36,5%), каолинитом (4%), хлоритами (11,6%). В незначительном количестве (до 1%) встречаются мусковит и обломки слюдистых сланцев. Акцессорными минералами являются циркон, турмалин, гранат, эпидот, цоизит и рутил.

Верхнемеловые отложения представлены темно- и зеленовато-серыми глинами в чередовании с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками таких же оттенков. Характерно присутствие опоковидных глин. Карбонатность пород верхнего мела колеблется от 0 до 8,3% (табл. 3).

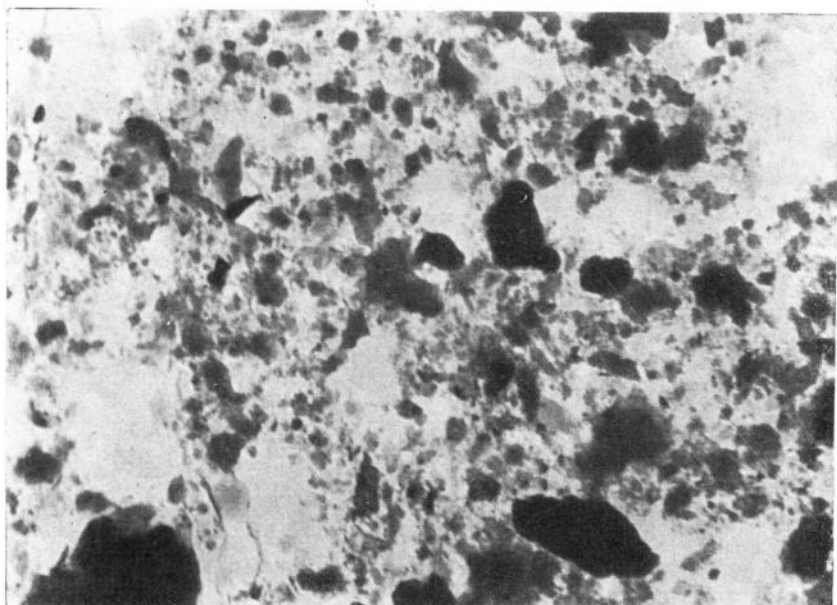


Рис. 61. Электронномикроскопическая фотография. Омск, скв. 1-Р, глубина 2306—2312 м ($\times 12\,000$)

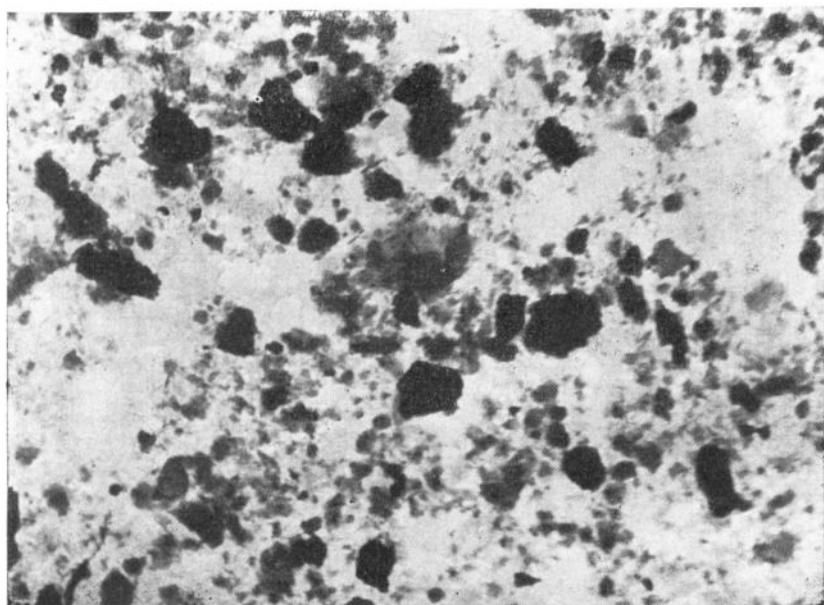


Рис. 62. Электронномикроскопическая фотография. Омск, скв. 1-Р, глубина 2289—2283 м ($\times 12\,000$)

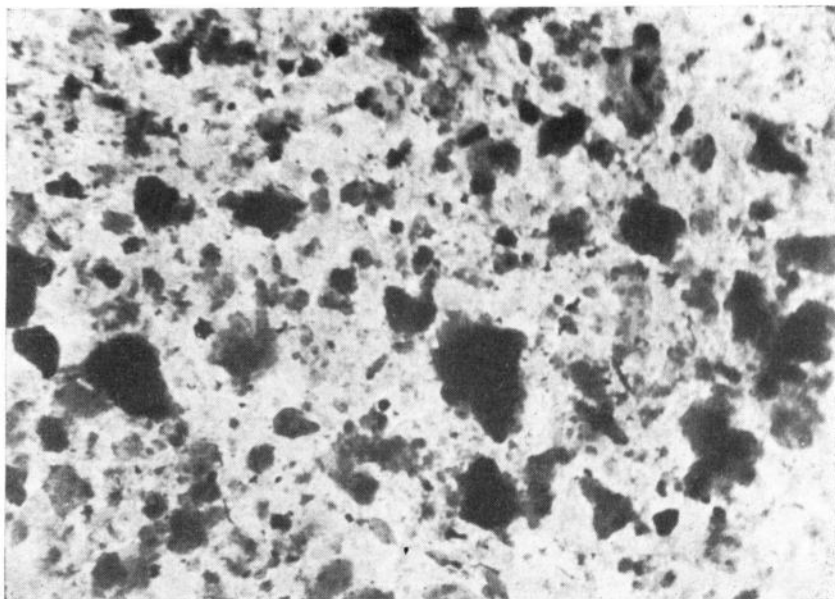


Рис. 63. Электронномикроскопическая фотография. Омск, скв. 1-Р, глубина 1923—1929 м ($\times 12\,000$)

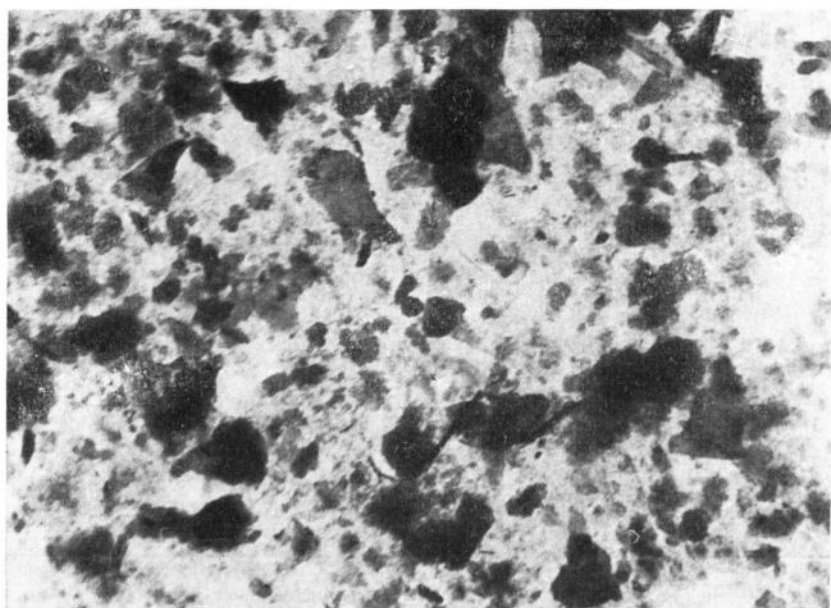


Рис. 64. Электронномикроскопическая фотография. Омск, скв. 1-Р, глубина 1581—1588 м ($\times 12\,000$)

В глинах верхнего мела из Омской опорной скважины, так же как и из описанных выше Березовской и Ханты-Мансийской скважин, наблюдается значительная примесь частиц песчано-алевритовой размерности.

Макроскопические остатки фауны и флоры представлены обломками моллюсков, пелелипод, гастропод, аммонитов, чешуей рыб, растительными остатками и ходами червей. Микрофаунистических остатков очень много. Они состоят из различных фораминифер (среди которых *Gaudryina jiliformis* Berth. является руководящей формой турона), радиолярий, спор и пыльцы.

Под микроскопом глины верхнего мела представляют собой однородную пелитоморфную глинистую массу то желтоватого, то буроватого цвета с волнистым или чешуйчатым угасанием. Основная глинистая масса состоит из минералов группы гидрослюд в различной степени бейделлитизированных. Пелитоморфная глинистая масса перемешана с кварцево-полевошпатовым материалом различных размеров от 0,08 до 0,01 мм и меньше. Крупные частицы встречаются значительно реже, чем мелкие. Однако общее количество алевритовых частиц значительно и колеблется по разрезу от 30 до 44%. Кварцево-полевошпатовый материал располагается в породе то в виде гнезд, то в виде прослоечков, выклинивающихся на небольшом расстоянии. Глинистая масса также распределена в породе неравномерно и образует то линзы различных размеров, то вытянутые слоечки, чередующиеся совершенно закономерно со слоечками кварцево-полевошпатового материала. Это создает в глинах своеобразную микрослоистость.

Глины верхнего мела содержат органическое вещество, которое располагается в виде прослоек различной длины и ширины (рис. 65) ориентированно по слоистости, имея на своем протяжении неодинаковую ширину, то утоняясь до нитки, то образуя различной формы утолщения. Органическое вещество в глинах сеномана разбито серией мелких трещинок, что свидетельствует о том, что первоначально оно находилось в коллоидальном состоянии, а затем в процессе коагуляции и последующего старения коллоида образовало формы, в которых теперь встречается (гелсифицированная органика). Формы нахождения органики в породе свидетельствуют о том, чтогель органического вещества содержал не очень много воды. В некоторых случаях трещинки в органическом веществе заполнены гидрослюдой.

В глинах коньяк-турона, сантона и кампан-маастрихта органическое вещество представлено в основном тканевыми частями органики и обрывками споровых оболочек. Содержание органического углерода колеблется от 0,59 (сеноман) до 1,92% (сантон-кампан).

В породах разбросаны остатки диатомовых водорослей и спиккулы кремневых губок, много глауконита размером от 0,03 до 0,09 мм. Некоторые зерна его содержат включения мельчайших частиц обломочного материала. Иногда глауконит полностью выполняет коробочки диатомей.

Повсеместно в породах вкраплены глобулы пирита. Иногда они группируются в отдельных линзах гидрослюды, образуя своеобразную микрослоистость. По-видимому, первоначально здесь была рассеянная органика, которая впоследствии заместила пиритом. Часто последний образует псевдоморфозы по органическому веществу, по спиккулам кремневых губок, оставляя незаполненным центральный канал, и по диатомовым водорослям, не выполняя их полностью (рис. 66, 67). Подавляющее количество глобул пирита имеет размер 0,004 мм, незначительное число их имеет размер 0,06 мм. Наблюдались случаи корроирования глауконита пиритом.

Кривые нагревания верхнемеловых глин имеют три эндотермических остановки при 140—150, 580—590 и 875—890°, наблюдающиеся и у гидрослюд и у монтмориллонитов. Первые две эндотермические реакции, в отличие от последней, имеют одинаковую интенсивность, что характерно для гидрослюдистых глин со значительной примесью бейделлита

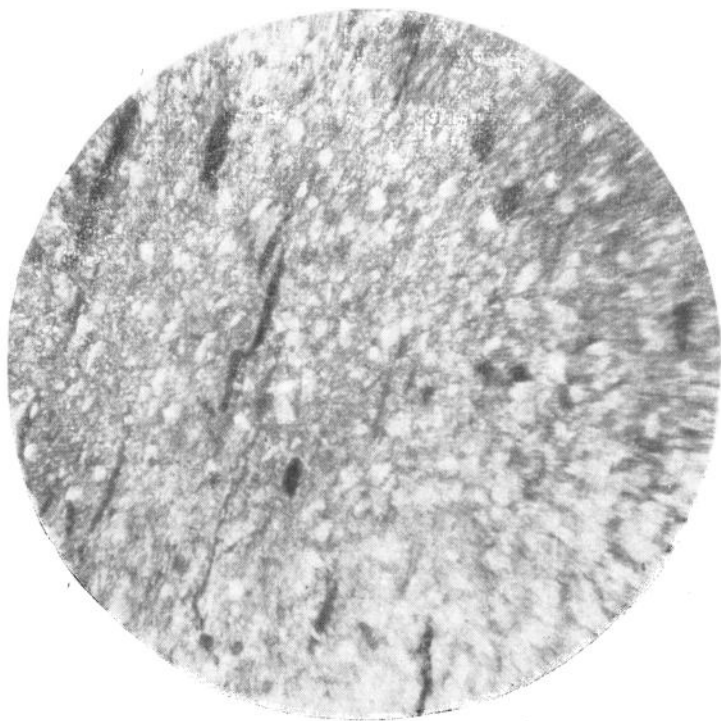


Рис. 65. Шлиф. Омск, скв. 1-Р, глубина 1133—1139 ($\times 100$)

и даже для чисто бейделлитовых глин. Кроме того, имеется характерный для бейделлитов экзоэффект при температуре 930—1020°, который выражен слабо.

Таким образом, кривые нагревания хорошо отражают бейделлитово-гидрослюдистый состав глин верхнего мела (рис. 68, 69). Экзоэффекты при 350—425° получены в результате окисления пирита и органического вещества. Незначительные количества каолинита, встречающегося в глинах верхнего мела, не получили отражения на кривых нагревания.

Результаты электронномикроскопического исследования фракции $<1 \mu$, так же как и данные минералогического анализа пелитовой фракции (0,01—0,0002 мм), проведенного иммерсионным методом, показывают, что породообразующими глинистыми минералами в глинах верхнего мела являются минералы группы гидрослюд, в различной степени бейделлитизированные. Степень бейделлитизации гидрослюд тем выше, чем моложе отложения. Так, уже в сantonе подавляющая масса гидрослюд бейделлитизирована. Небольшое количество гидрослюды остается неизменным. Фракция же $<1 \mu$ почти полностью представлена бейделлитом (рис. 70, 71, 72).

Рентгеноструктурное исследование глин верхнего мела показало, что на порошковых рентгенограммах, наряду с линиями, характерными

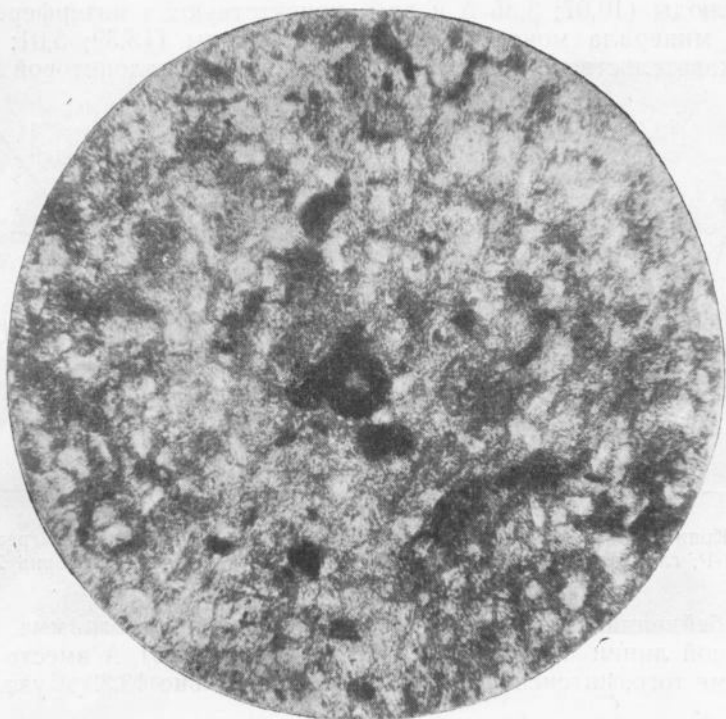


Рис. 66. Шлиф. Омск, скв. 1-Р, глубина 797 м ($\times 100$)

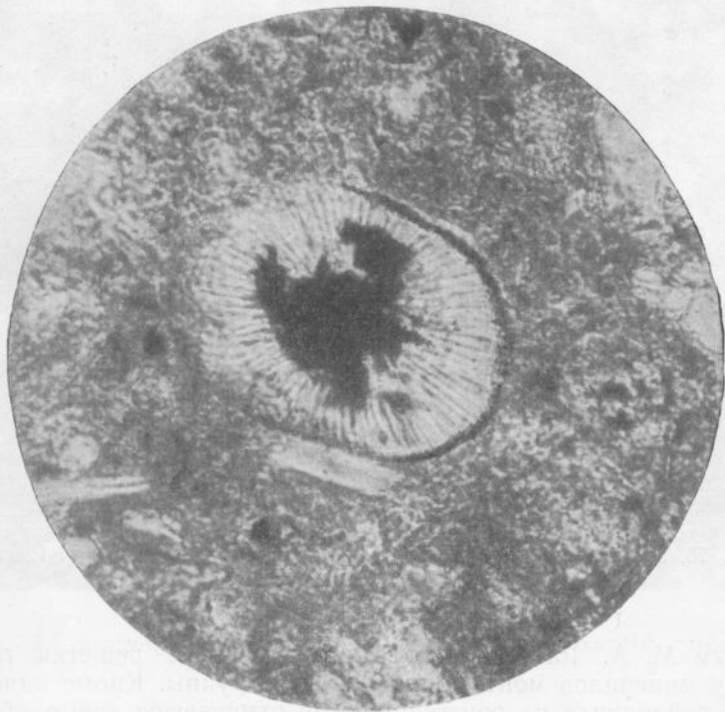


Рис. 67. Шлиф. Омск, скв. 1-Р, глубина 791—799 м ($\times 450$)

для гидрослюд (10,07; 3,35 Å и др.), присутствуют и интерференционные линии минерала монтмориллонитовой группы (13,39; 5,01; 4,51 Å и др.). Доказательством того, что минерал монтмориллонитовой группы

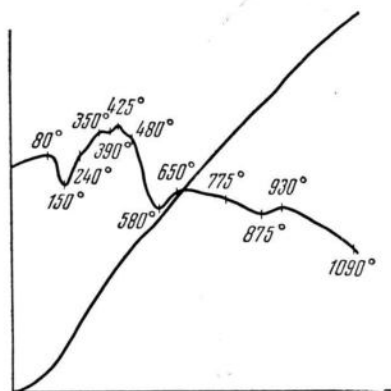


Рис. 68. Кривая нагревания. Омск, скв. 1-Р, глубина 857—863 м

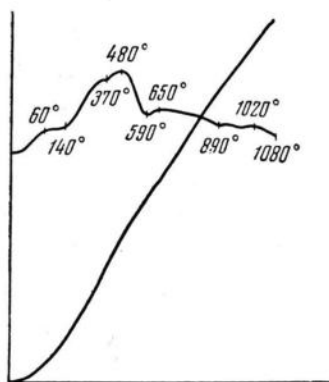


Рис. 69. Кривая нагревания. Омск, скв. 1-Р, глубина 797 м

является бейделлитом, служит наличие на рентгенограмме интерференционной линии 5,01 Å вместо 4,97 Å, линии 4,51 Å вместо 4,44 Å и т. д. Кроме того, интенсивное, но диффузное кольцо 13,39 Å указывает,

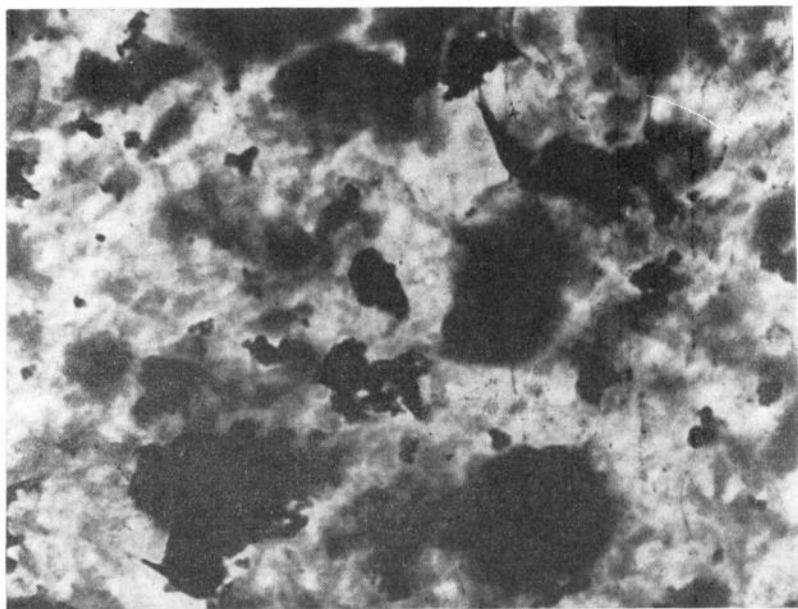


Рис. 70. Электронномикроскопическая фотография. Омск, скв. 1-Р, глубина 960—966 м ($\times 12000$)

по данным М. А. Ратеева (1954), на изменение решетки гидрослюд в сторону минералов монтмориллонитовой группы. Кроме линий гидрослюд и бейделлита на рентгенограмме отмечаются еще слабые линии кварца (4,29; 2,28 Å и др.).

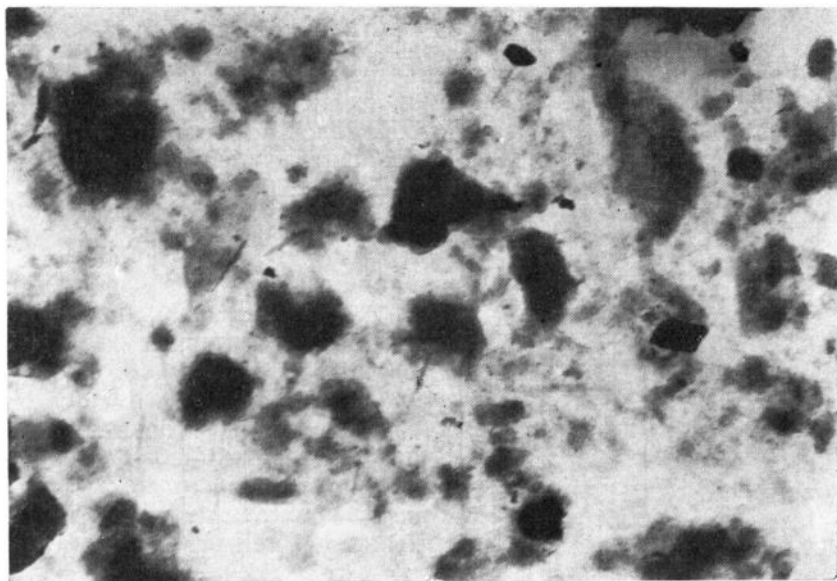


Рис. 71. Электронномикроскопическая фотография. Омск, скв. 1-Р, глубина 857—863 м ($\times 12\,000$)

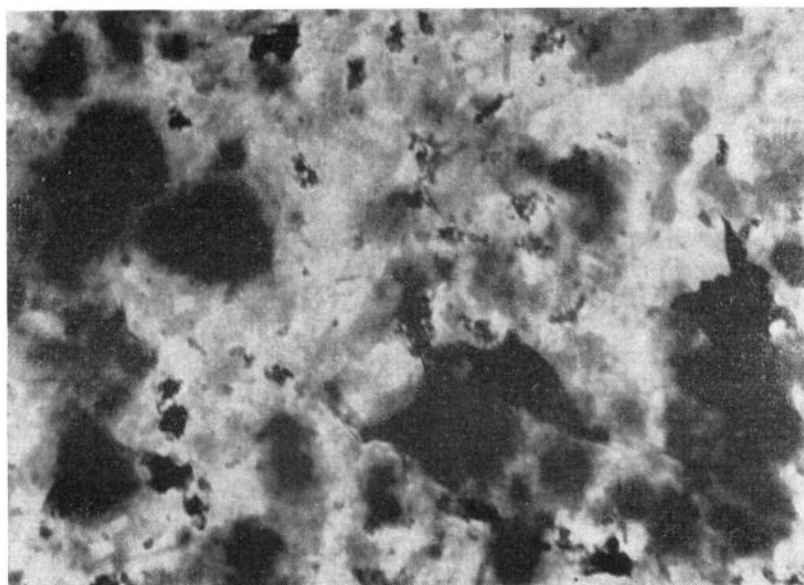


Рис. 72. Электронномикроскопическая фотография. Омск, скв. 1-Р, глубина 797 м ($\times 12\,000$)

Процесс бейделлитизации гидрослюд фиксируется по снижению показателей преломления гидрослюдистых минералов (N_g меняется от 1,573 до $1,534 \pm 0,005$) и двупреломления (от 0,019 до 0,007), а также по выполаживанию эндотермических эффектов при 130° и 580° на кривых нагревания. Кроме того, резко снижается удельный вес гидрослюд, затронутых процессом бейделлитизации. Если основная масса небейделлитизированных гидрослюд сосредоточивалась во фракции уд. в. 2,78—2,47 (рис. 73), то подавляющее большинство бейделлитизированных гидрослюд попадает во фракцию уд. в. 2,47—2,20 и 2,20—1,80.

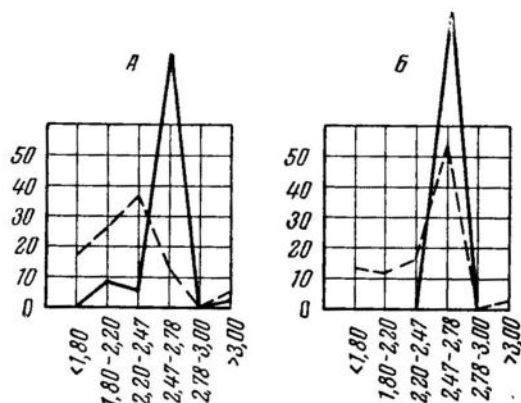


Рис. 73. Кривые гравитационного анализа. Омск, скв. 1-Р:
А — глубина 960—966 м; Б — 2051—2057 м; прямая линия — алевроитовая фракция; пунктирная линия — пелитовая фракция

В иммерсионных препаратах, приготовленных из фракции уд. в. 2,20—1,80, встречено большое количество скелетов диатомовых водорослей, чаще всего округлой формы с тонкой сетчатой структурой.

Акцессорные минералы те же, что и в отложениях нижнего мела.

Среди аутигенных минералов по-прежнему видное место занимают пирит, кальцит и сидерит. Широко распространенным аутигенным минералом верхнемеловых глин является глауконит, встречающийся в виде зерен различной формы и в связи с остатками кремневых организмов. Форма зерен глауконита округлая и лапчатая, что свидетельствует об аутигенности его образования. Доказательством того, что он образовался на месте, является также размер его зерен, который в среднем в два раза больше, чем размер зерен обломочного кварца.

Известно, что главным условием, определяющим образование глауконита в осадке, является прохождение вблизи дна окислительно-восстановительной границы (Пустовалов, 1940). Все же другие факторы, такие как: скорость приноса растворов, необходимых для его образования, скорость поступления обломочного материала, наличие или отсутствие течений и т. д. — могут колебаться в широких пределах.

Так как большинство зерен глауконита совершенно не загрязнено обломочными частичками, но некоторое количество их содержит примесь обломочного материала, можно предположить, что окислительно-восстановительная граница все время колебалась, то находясь несколько выше осадка, то углубляясь в него на некоторую, но не очень значительную глубину.

В том случае, когда зерна глауконита совершенно лишены посторонней примеси, окислительно-восстановительная граница проходит, по видимому, все время выше осадка и глауконит, образовываясь в воде

на некотором расстоянии над поверхностью ила, падает на дно в виде стяжений различной формы, не захватывая частиц обломочного материала. При положении окислительно-восстановительной границы в самой верхней части осадка образующиеся зерна глауконита захватывали обломочные частицы. Если же эта граница слегка углублялась в осадок, то условия, благоприятные для образования глауконита, создавались в полостях мелких раковин умерших организмов в результате их гниения (Формозова, 1949). Так образовались различные псевдоморфозы глауконита по остаткам кремневых организмов.

В разрезе меловых пород, пройденных Омской опорной скважиной, песчано-алевритовые породы занимают до 35% общей мощности (рис. 74).

Алевритовые породы Омского разреза подразделяются на массивные и слоистые.

Пробладающие массивные разновидности алевролитов представлены зернами алевритовой (иногда с примесью песчаной) и пелитовой размерности в различных процентных соотношениях во всех стадиях перехода от алевролитов к глинам. Количественное содержание зерен пелитовой размерности повышается по мере движения вверх по разрезу. В этом же направлении улучшается и сортировка кластического материала алевролитов. Алевролиты валанжина и готерив-баррема, как правило, разнозернисты. Между размером частиц алевролитов и содержанием в них зерен пелитовой размерности существует прямая связь: чем мельче частички, тем больше пелитового материала и наоборот. Пелитовый материал либо заполняет промежутки между алевритовыми частичками (очень редко), либо образует прослоечки различной толщины и протяженности, либо — линзочки внутри алевролитов.

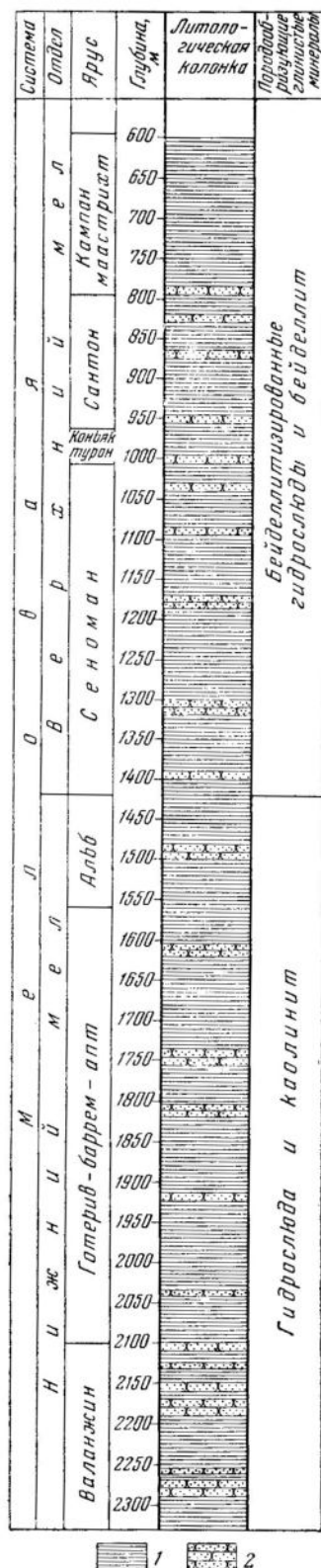


Рис. 74. Разрез скв. 1-Р, Омск:

1 — глины; 2 — песчано-алевритовые породы

1 2

Слоистые алевролиты встречаются редко. Неясная косая слоистость наблюдается в алевролитах валанжина и частично готериз-баррема.

По минералогическому составу меловые алевролиты относятся к полимиктовым разностям.

Породообразующими минералами являются полевые шпаты, кварц, хлориты, мусковит, обломки каолинитовых глин, слюдистых сланцев, эффузивных и кремнистых пород. Основной породообразующий компонент — полевые шпаты — встречается как в виде совершенно свежих кристаллов (микроклин, ортоклаз), так и в виде разрушенных зерен, иногда почти полностью потерявших свой первоначальный вид (главным образом плагиоклазы). Продуктами разрушения полевых шпатов являются гидрослюды (серицит), хлорит и каолинит. Весьма часто наблюдается корродирование полевых шпатов кальцитом, а также регенерация зерен обломочных полевых шпатов с сохранением системы полисинтетических двойников.

Обломки эффузивных пород, встреченные в меловых алевролитах, часто и в значительной степени хлоритизированы.

Кварц содержит многочисленные включения и разбит серией микротрещин. В алевролитах валанжина, среди включений в кварце, отмечены игольчатые кристаллики рутила.

Меловые алевролиты очень сильно уплотнены (рыхлые разности алевролитов нами не встречены). Однако собственно цементирующих минералов, за исключением кальцита, в них не наблюдается. Наиболее распространенным типом цементации является базальный. Весьма редко встречаются также пойкилитовый и поровый типы. Чаше же всего зерна, имеющие неправильную остроугольную форму, уложены по способу наиболее плотнейшей упаковки. Глинистые минералы, благодаря своей пластичности, изогнулись, потеряв свой первоначальный контур, и заполнили расположенное рядом пустое пространство.

В самой верхней части валанжина (глубина 2101—2108 м) наблюдаются выделения аутигенного анатаза в порах алевролита.

Органическое вещество в меловых алевролитах почти полностью отсутствует. То незначительное количество его, которое встречено, почти целиком пиритизировано.

Среди минералов тяжелой фракции широко распространена группа устойчивых (гранат, циркон, титанит) и рудных минералов.

Минеральные новообразования представлены глауконитом, сидеритом, пиритом, анатазом и бурыми гидроокислами железа. Необходимо отметить, что первичные рассеянные бурые окислы железа в алевролитах почти не встречаются. Эти окислы, как правило, находятся в виде пленок на рудных минералах. Единичные зерна глауконита отмечены на границе валанжина и готерив-баррема. Широко распространен глауконит лишь в породах верхнего мела.

По комплексу литологических признаков, слабо выраженных в разрезе, вскрытом Омской опорной скважиной, вся толща меловых пород, аналогично другим изученным разрезам, но со значительной долей условности, подразделяется на две генетические группы.

Первая группа, стратиграфически соответствующая нижнему мелу, представлена глинистыми породами в чередовании, а иногда и в чрезвычайно тонком переслаивании (апт-альб) с мелко- и среднезернистыми песчаниками и алевролитами, в основном разномзернистыми. Широко распространены в этой группе породы смешанного алевритово-глинистого состава. Эта особенность, отмеченная также и в других разрезах Западно-Сибирской низменности, очень характерна для осадко-накопления в нижнемеловое время. Несмотря на то, что собственно глинистые породы содержат незначительный процент примеси песчано-але-

вритового материала (не выше 10%), тонкоотмученные разности почти отсутствуют. Глины и глинистые алевролиты валанжина и готерив-баррема характеризуются неопределенного типа косой слоистостью. Органического вещества в породах этой группы немного, максимальные его количества приходится на глины валанжина. Имеющееся органическое вещество почти полностью пиритизировано. Характерны в среднем низкие значения $C_{орг}$ и в общем невысокие содержания гуминовых кислот (0,025%).

Низкие значения $C_{(1)}$ объясняются главным образом тем, что осадки были первично обеднены органическим веществом, вследствие высокой скорости осадконакопления в этом интенсивно прогибающемся участке бассейна. На уменьшение значений $C_{орг}$ оказывает также влияние последующая пиритизация органического вещества.

Породообразующими минералами этой группы, как и глинистых пород аналогичного стратиграфического интервала других изученных районов Западно-Сибирской низменности, являются гидрослюда и каолинит. Количество обломочного каолинита здесь несколько меньше, чем в других районах, зато значительно распространены выделения аутигенного каолинита в ассоциации с органическим веществом или карбонатами.

Значения pH суспензии пород изменяются в узких пределах от 9,5 до 8,6. По условиям отбора керн, мы были лишены возможности определить pH суспензии глин из того интервала нижнего альба, который в Березовском и Ханты-Мансийском разрезах обладал аномально пониженными значениями pH. Поэтому мы не имеем возможности высказать соображения о сходстве или различии нижнеальбского бассейна, давшего осадки, вскрытые Омской скважиной, с аналогичными породами из описанных выше разрезов.

Изложенные факты дают возможность сделать вывод: в нижнемеловое время в разрезе, пройденном Омской опорной скважиной, накопление осадков происходило в условиях неглубокого, но непрерывно и интенсивно прогибающегося бассейна, в значительной степени опресненного. О пресноводности бассейна говорят находки пресноводных остракод и оогонии харовых водорослей (Глазунова, 1957).

Представление об интенсивности прогибания бассейнов накопления меловых пород дает табл. 4.

Таблица 4

Распределение мощностей меловых пород по стратиграфическим интервалам

Стратиграфический интервал	Мощности, м		
	Березово	Ханты-Мансийск	Омск
Маастрихт-кампан	57	72	203
Сантон-коньяк-турон	195	251	210,5
Сеноман	155	288	412,5
Альб	151	297	140
Апт-баррем-готерив	500	515	542
Валанжин	80	—	243

Условия накопления пород этой толщи были и восстановительными, и окислительными, в зависимости от содержания в осадках органического вещества.

Достаточно высокое его содержание определило преимущественно восстановительные условия образования пород в валанжине, где встречаются в значительных количествах аутигенные сидерит и пирит.

Незначительным количеством, а также неравномерным распределением органического вещества обусловлено накопление пестроцветных толщ в готерив-барреме. В это время с суши, где, по данным В. П. Казаринова (1958), происходило интенсивное химическое выветривание пород, в бассейн поступали большие массы бурых гидроокислов железа. Редукция этих масс железа либо происходила в незначительных масштабах, либо не происходила вообще в зависимости от содержания органического вещества.

Вторая группа, стратиграфически совпадающая с верхним мелом, представлена темно- и зеленовато-серыми глинами в чередовании с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками таких же оттенков. Песчано-алевритовые породы являются доминирующими в сеномане и нижнем туроне. Глинистые породы содержат большой процент примеси частиц песчаной и алевритовой размерности (свыше 30%), а в глинистых алевролитах весьма часты линзы и карманы песчаного материала. Характерно присутствие опоковидных глин.

Породообразующими минералами являются гидрослюда, в различной степени бейделлитизированные.

Величины рН колеблются от 8,3 до 7,6, для большинства образцов они близки к 8, с незначительными отклонениями в обе стороны.

Значения S_{clg} в породах этой группы резко повышены по сравнению с породами первой группы. Максимальные значения S_{org} приходятся на породы кампан-маастрихта (1,92%). Повышены также и величины содержания гуминовых кислот (до 0,55%).

Среди аутигенных минералов широко распространен глауконит, хотя сидерит и пирит являются также обычными минералами в этих породах.

Образование пород этой группы происходило в морском бассейне, в котором, несмотря на частую смену окислительных и восстановительных условий (о чем свидетельствуют глауконитовые песчаники и темные глины со стяжениями пирита), восстановительные процессы все же преобладали.

III. НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В МЕЛОВЫХ ГЛИНАХ

Как известно, глинистые породы — наиболее широко распространенная группа осадочных пород. Они составляют до 80% стратисферы, что составляет около 4% от веса всей земной коры.

Практическая ценность глин для многих отраслей промышленности вызвала необходимость их детального изучения.

Большое значение глинистые породы имеют и для нефтяной промышленности. Они составляют иногда до 50% разреза нефтяных месторождений, являясь покрышками нефтяных залежей и, характеризуясь повышенным содержанием органического вещества, предположительно нефтематеринскими отложениями.

Однако, несмотря на такое широкое распространение и большую практическую важность глинистых пород и связанное с этим широкое их изучение с помощью рентгеноструктурного анализа, электронографии и других методов, до сих пор среди исследователей нет твердо установленного мнения относительно генезиса глинистых пород.

Совсем недавно в минералогии глинистых минералов господствовали представления о том, что эти минералы (каолинит, галлуазит, монтмориллонит, нонтронит, бейделлит, керолит и гидрослюда) являются показателями среды образования. Так, по этим представлениям, каолинит и галлуазит — это минералы, возникающие в кислой среде, а остальные — образования, возникающие в щелочной среде.

Н. М. Страхов (1954) показал, что распределение этих минералов по разным физико-химическим типам водоемов определяется в основном их механическим разном. Если взять, например, каолинит, то ясной связи с физико-химической средой бассейна у каолинита не обнаруживается; фактически он присутствует в бассейнах, принадлежащих почти ко всем частям физико-химического спектра современных водоемов. Это согласуется с тем, что интервал существования каолинита много шире интервала его возможного образования (Теодорович, 1946). Такое же полное отсутствие привязанности к какому-либо типу физико-химической обстановки бассейна свойственно гидрослюдам.

Как же представить себе происхождение глинистых минералов в современных водоемах?

По мнению Н. М. Страхова, представить себе это можно только единственным способом. Глинистые минералы в современных водоемах, так же как песчаные и алевритовые осадки в своей подавляющей части являются образованиями, механически занесенными в

водоемы в составе взвесей и механически отложенными на дне. Поэтому они отражают вовсе не физико-химическую среду в водоеме, а литологический состав тех горизонтов, которые своим разрушением участвуют в формировании взвешенного материала и коллоидов рек.

Сравнивая особенности механической седиментации в современных и древних водоемах, Н. М. Страхов показал, что в основе своей ход ее в древних морских бассейнах был таким же, как и в современных морях.

Мнение Н. М. Страхова о том, что накопление глинистых осадочных пород происходит под значительным влиянием механической седиментации, не вызывает в настоящее время возражений у большинства исследователей. Однако вопрос о том, насколько глубоко подвергаются изменениям в процессах диагенеза внесенные в бассейн глинистые минералы, до сих пор не имеет определенного решения.

Одни исследователи (Викулова, 1958) считают, что глинистое вещество будущих глин не сохраняет своего первоначального облика и состава, так как в процессе раздробления и измельчения при переносе, испытывая механическое воздействие среды в водных суспензиях, начинает изменяться, еще не достигнув места отложения. Последующий неоднократный перебив уже осевших осадков течениями и волнами, особенно в морских условиях, воздействие новой геохимической среды и органического мира приводят, по мнению этих исследователей, к тому, что черты унаследованности в глинистых породах могут совершенно исчезнуть.

По мнению других авторов (Авдусин, 1953; Weaver, 1958, 1959), глинистые минералы, принесенные в бассейны, не изменяются сколь-нибудь существенным образом в процессе диагенеза и эпигенеза и лишь метаморфизм приводит к значительным изменениям их.

Детальное изучение минералогического состава глинистых пород меловой системы Западно-Сибирской низменности, при котором большое внимание уделялось новообразованным глинистым минералам, позволило автору сделать вывод о преимущественно обломочном происхождении глинистых минералов в исследованных глинах. Минеральные новообразования в глинах по нашим наблюдениям не могут привести обычно к полному исчезновению черт материнских пород, давших материал для образования глин.

Минералогический состав глинистых пород из Березовской, Ханты-Мансийской и Омской опорных скважин, расположенных на значительных расстояниях друг от друга, оказался одинаковым. Основными породообразующими компонентами их являются минералы группы гидрослюдов. В глинах нижнего мела в качестве постоянной и значительной примеси присутствует каолинит, в глинах верхнего мела — бейделлит.

Гидрослюды в глинах нижнего мела имеют под электронным микроскопом преимущественно изометричный габитус, который указывает на обломочный генезис. Аллотигенное происхождение каолинита подтверждается не только его псевдогексагональным с обломанными или размытыми краями габитусом, но и наличием большого количества обломков каолинитовых глин в песчано-алевритовых породах из того же стратиграфического интервала, что свидетельствует об интенсивной эрозии коры выветривания в период формирования этих пород. Количество каолинита уменьшается по мере движения вверх по разрезу и уже в глинах альба он едва улавливается. Уменьшение количества каолинита вверх по разрезу может быть объяснено либо незначительным его поступлением в бассейн, либо диагенетической переработкой его в морских условиях. Нам кажется, что связывать

исчезновение каолинита в глинах верхних горизонтов нижнего мела с диагенетической переработкой его в данном случае нет оснований, так как в течение всего нижнего мела соленость вод бассейна осадконакопления была несколько ниже нормы. А по мнению Грима (Grim, 1953), в условиях опресненных морских бассейнов диагенетическая переработка каолинита идет значительно слабее, чем в нормальной морской среде. Исходя из этого, естественнее было бы ожидать уменьшения количества каолинита в более древних по возрасту горизонтах, так как, при равных условиях солености вод бассейна, главная роль должна принадлежать времени соприкосновения глинистых минералов с поровыми растворами.

Приведенные соображения не исключают возможности диагенетических преобразований глинистых минералов, принесенных в бассейн.

При наличии в какой-то части осадка специфических геохимических условий (скопление органического вещества, выделение некоторых карбонатов), при которых определенные глинистые минералы (например, гидрослюда) не могут существовать, они растворяются, замещаясь минералами, устойчивыми в этих условиях.

В разделе II были подробно описаны выделения диагенетического каолинита, образовавшегося в результате изменения гидрослюда под действием углекислоты, в нижнемеловых глинах из Омской опорной скважины.

Гидрослюды в глинах верхнего мела отличаются от гидрослюд из нижнемеловых глин более высокой степенью гидратированности и значительной дисперсностью. Гидратация приводит к снижению показателей преломления, двупреломления и удельного веса гидрослюдистых минералов. Значительная дисперсность этих минералов отражается на характере и интерференционных линий гидрослюда, которые отличаются некоторой размытостью и диффузностью.

Под электронным микроскопом верхнемеловые гидрослюды имеют вид мелких изометричных пластинок, края которых преимущественно неясные. В пелитовой фракции можно наблюдать листочки гидрослюда, по краям превращающейся в бейделлит (бейделлитизированные гидрослюды).

Несмотря на то, что верхнемеловые гидрослюды более гидратированы и степень дисперсности их частиц выше, чем у гидрослюд из нижнемеловых глин, аллотипичный генезис их не вызывает сомнений.

Помимо гидрослюда в глинах нижнего мела присутствует минерал монтмориллонитовой группы — бейделлит. Свидетельством того, что этот минерал является именно бейделлитом, служит наличие на порошковых рентгенограммах интерференционных линий 5,01 Å вместо 4,97 Å, 4,51 Å вместо 4,44 Å и т. д.

Выше уже отмечалось, что гидрослюды верхнего мела являются сильно гидратированными образованиями. Гидратация гидрослюд приводит к потере ими калия и замене его на OH^- , т. е. к созданию условий для превращения гидрослюд в минералы монтмориллонитовой группы. Данные изучения минералогического состава пелитовой фракции верхнемеловых глин также свидетельствуют об этом.

Остается решить вопрос о том, где происходили эти преобразования, в зоне ли выветривания или в зоне осадкообразования в стадию диагенеза?

Процессы диагенеза призваны установить геохимическое равновесие между средой осадкообразования и минеральными компонентами, принесенными в зону осадкообразования. При этом должна происходить замена минералов, неустойчивых в данной геохимической обстановке, на минералы наиболее устойчивые.

Так как условия образования гидрослюда и монтмориллонита очень близки, едва ли есть необходимость в диагенетической замене одного минерала другим в обстановке, в которой они оба устойчивы.

Аллотигенное происхождение бейделлита в глинах верхнего мела подтверждается постоянным присутствием в этих глинах кристобалита. Ассоциация монтмориллонита с кристобалитом наблюдается почти во всех монтмориллонитовых глинах (огланлинском бентоните, гилиби и др.), образовавшихся на эффузивных породах, пемзе, пепле и др.

Невозможно предположить возникновение кристобалита в процессе диагенеза, так как для его образования нужны высокие температуры (не ниже 300—400°), которые трудно ожидать на этих глубинах.

Таким образом, пороодообразующие минералы верхнемеловых глин, так же как и глин нижнего мела, обязаны, по нашему мнению, своим образованием не процессам диагенеза, а процессам разрушения соответствующих материнских пород.

Представление об условиях образования глинистых пород можно получить, анализируя диаграммы, показывающие соотношения между различными фракциями гравитационного анализа. Методика построения таких диаграмм, разработанная П. П. Авдусиным, описана в разделе I. На рис. 30, 31, 55 и 73 приведены диаграммы гравитационного анализа отдельных образцов глин из Березовской, Ханты-Мансийской и Омской скважин. Характер кривых для пелитовой и алевроитовой фракций этих глин является аналогичным и максимумы кривых обеих фракций совершенно симметричными. Лишь для пелитовой фракции уд. в. < 1,80 наблюдается второй максимум. Появление его объясняется повышенным содержанием органического вещества в пелитовой фракции.

Несколько иной характер имеет кривая гравитационного анализа пелитовой фракции для отдельных образцов опоковидных глин верхнего мела. Здесь максимум приходится на фракцию уд. в. 2,47—2,20. Сдвиг максимума в этом случае вполне понятен. Он связан с большим количеством органогенного опалового кремнезема в породе, наличием которого обуславливается опоковидность глин.

Такой характер кривых гравитационного анализа дает возможность сделать вывод о преимущественно обломочном происхождении меловых глин Западно-Сибирской низменности.

Построение кривых гравитационного анализа для выяснения условий образования глинистых пород мы применяем не в первый раз. Такого рода построения были использованы нами для суждения о происхождении глин красноцветной толщи Прибалханского района Западной Туркмении. На основании анализа характера этих кривых мы сделали вывод о преимущественно обломочном происхождении глин красноцветной толщи этого района (Клубова, 1957).

Позднее А. Б. Вистелиус (1959) использовал абсолютный возраст обломочных минералов для решения задач литологии и палеогеографии. Для работы он брал глинистые минералы из пород красноцветной толщи полуострова Челекен. Результаты этого исследования свидетельствовали об обломочном происхождении глинистых пород красноцветной толщи полуострова Челекен — одной из структур Прибалханской депрессии и явились подтверждением нашего вывода, полученного совершенно другим путем.

Чтобы составить представление о степени изменения глинистых пород при уплотнении их под действием все увеличивающейся нагрузки вышележащих пластов, было проведено изучение полной пористости глин.

Результаты этого изучения приведены в табл. 5, 6 и 7.

Н. Б. Вассоевич (1960) выделяет четыре стадии уплотнения глинистых пород: свободного уплотнения, затрудненного уплотнения, сильно затрудненного уплотнения и весьма сильно затрудненного уплотнения. По показателям общей пористости изученные глинистые породы относятся к двум стадиям: затрудненного и сильно затрудненного

Таблица 5

Полная пористость глинистых пород из Березовской скважины 1-Р

Петрографическая характеристика исследованных образцов	Глубина, м	Пористость, %
Глина алевролитистая	241,75— 249,05	42,28
То же	273,85— 275,95	39,53
» »	305 — 319,55	46,47
» »	558,4 — 561	40,60
» »	728,80— 790	30,70
Глина слабоалевритистая	984,45— 987,85	24,48
То же	1049,10—1059	22,15
» »	1233,15—1236,45	13,71
Глина слабоалевритистая с пиритом	1245,90—1251,80	20,25

Таблица 6

Полная пористость глинистых пород из Ханты-Мансийской скважины 1-Р

Петрографическая характеристика исследованных образцов	Глубина, м	Пористость, %
Глина с пиритом	705,15— 741,6	33,86
Глина с глауконитом	780,4— 804,7	39,33
Глина слабоалевритистая опоквидная	842,55— 854,15	36,53
Глина алевролитистая	867,4— 888	27,86
То же	1001,4—1009,15	39,02
» »	1033,15—1058,05	24,20
» »	1193,6—1242,9	32,42
» »	1290,7—1302,2	28,61
» »	1371,55—1380	18,67
» »	1581,93—1524,5	19,16
Глина в чередовании с алевролитом средних и крупных зерен	1665,65—1673,40	23,34
Глина алевролитистая с органикой	1879,36—1883,92	19,88
Глина алевролитистая с кальцитом и органикой	1929,33—1935,65	17,60
Глина с гнездами сидерита и рассеянной органикой	1935,63—1986,64	11,57
То же	2039,64—2058,84	11,92

уплотнения. К первой стадии относится большая часть глинистых пород верхнего мела, ко второй — часть глин верхнего мела из Ханты-Мансийской и Омской скважин и все глинистые породы нижнего мела.

Никаких изменений глинистого вещества с глубиной, кроме различий, связанных с первичным минералогическим составом глинистых пород, мы не отметили. Но в породах, относящихся к зоне сильно затрудненного уплотнения, появляется и постепенно развивается параллельная ориентировка крупных листочков гидрослюды, создавая своеобразную микрослоистость пород.

Полная пористость глинистых пород из Омской скважины 1-Р

Петрографическая характеристика исследовавшихся образцов	Глубина, м	Пористость, %
Глина алевритистая	457	40,23
То же	791,3—797	30,40
» »	857,6—863,7	30,63
» »	1133,3—1139,8	27,75
Глина слабоалевритистая	1620,45—1629,8	13,98
Глина алевритистая	1688—1695	18,60
Тонкое чередование глины и карбоната	1771	17,35
Глина гидрослюдистая	1845—1840	16,35
Глина гидрослюдистая, с единичными включениями обломочных частиц мелкоалевритовой размерности	1923,6—1929,4	19,03
Глина мелкоалевритистая, гидрослюдистая, с вы- делением карбоната	2005—2000	20,61
Глина слабоалевритистая	2051—2057	11,80
Глина мелкоалевритистая	2063—2058	15,61
Чередование глины гидрослюдистой алевритистой с алевритом	2251—2256	16,90
Глина гидрослюдистая	2283—2277	17,98
Глина каолиново-гидрослюдистая, с огромным количеством глобулярного сидерита	2289—2283	13,90
Глина каолиново-гидрослюдистая, очень извест- ковистая	2306,9—2312,9	17,61
Глина каолиново-гидрослюдистая, интенсивно окрашенная органическим веществом	2322,7—2328,7	15,10
То же	2358,9—2364,9	11,96

ЛИТЕРАТУРА

- Авдусин П. П. Глинистые осадочные породы. Изд-во АН СССР, 1953.
- Авдусин П. П. К методике исследования глинистых горных пород. Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 2.
- Вассоевич Н. Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков. Новости нефтяной техники, серия геол., 1960, № 4.
- Веденеева Н. Е. Иммерсионный метод измерения показателей преломления под микроскопом. Геолразведиздат, 1933.
- Веденеева Н. Е. Лабораторное руководство по иммерсионному методу.—Труды ВИМС, 1937, вып. 124.
- Викулова М. Ф. Электронномикроскопическое исследование глин. Госгеоллиздат, 1952.
- Викулова М. Ф. и др. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, 1957.
- Викулова М. Ф. Процессы глинообразования в осадочных толщах. В кн.: «Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР». Изд-во АН СССР, 1958.
- Вистелиус А. Б. К вопросу о происхождении красноцветной толщи полуострова Челекен.—Докл. АН СССР, 1959, 125, № 6.
- Гинзбург И. И. и Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951.
- Глазунова А. Е. Палеонтологическое обоснование стратиграфии меловых отложений Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Труды межведомственного совещания по стратиграфии Сибири». Гостоптехиздат, 1957.
- Григорьев С. М. О процессах образования и свойствах горючих ископаемых. Изд-во АН СССР, 1954.
- Казаринов В. П. Общие черты истории осадконакопления. В кн.: «Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности». Гостоптехиздат, 1958.
- Клубова Т. Т. О минералогическом составе глинистых пород красноцветной толщи Прибалханского района Западной Туркмении.—Докл. АН СССР, 1957, 112, № 3.
- Клубова Т. Т. Результаты изучения влияния катионов электролитов на минералогический состав коллоидной фракции глин.—Новости нефтяной техники, 1961, № 2.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, т. I и II. Гостоптехиздат, 1940.
- Петров В. П. О специфике глинистых минералов и о глинах, как горных пород.—Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 5.
- Ратеев М. А. Бейделлитовые глины из верхнемайкопских отложений Черной балки.—Докл. АН СССР, 1954, 96, № 5.
- Ростовцев Н. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Информ. сб. ВСЕГЕИ № 2. Госгеолтехиздат, 1955.
- Страхов Н. М. и Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии.—Изв. АН СССР, серия, геол., 1955, № 1.
- Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, 1954.
- Теодорович Г. И. Минералы осадочных пород как показатели физико-химической обстановки. Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946.
- Формозова Л. Н. Глауконитовые пески урочища Кызыл-Сай.—Труды ин-та геол. наук, серия геол., 1949, вып. 112, № 88.
- Юркевич И. А. К вопросу о палеогеографии Приуральской части Западно-Сибирской низменности.—Докл. АН СССР, 1956, 3, № 4.
- Юркевич И. А. Фациально-геохимическая характеристика мезокайнозойских отложений восточного Зауралья. Изд-во АН СССР, 1959.
- Grim R. E. Clay mineralogy. McGraw serie. London, 1953.
- Davis D. W., Rochow T. G., Rowe F. G., Fuller M. L., Kerr P. F. and Hamilton R. K. Electron micrographs of reference clay minerals. Preliminary report reference clay minerals.—Amer. Petrol. Inst. Res. Project, 1951, 49, № 6.
- Larsen E. S., Wherry E. T. Beidellite—a new mineral name.—J. Wash. Acad. Sci., 1925, 15.
- Ross C. S., Hendricks S. B. Minerals of the montmorillonite group.—U. S. Geol. Survey Prof., Pap., 1945, 205.
- Weaver C. E. A discussion on the origin of clay minerals in sedimentary rocks. Reprinted from «Proceeding of the Fifth National conference on clays and clay minerals».—National Acad. Sci. National Res. Counc. Publ., 1958, 566.
- Weaver C. E. The clay petrology of sediments. Reprinted from «Proceeding of the Sixty National conference on clays and clay minerals». Pergamin Press. N. Y.—London—Paris—Los-Angelos, 1959.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
I. Методика исследования	6
II. Минералого-петрографическая характеристика меловых глин . . .	21
Березово	21
Ханты-Мансийск	33
Омск	50
III. Некоторые данные о генезисе глинистых минералов в меловых глинах	69

Тамара Труатовна Клубова

Литолого-минералогическая характеристика меловых глин Западно-Сибирской низменности

•

*Утверждено к печати Институтом геологии и разработки горючих ископаемых
Академии наук СССР*

Редактор издательства М. Г. Макаренко. Технические редакторы В. Г. Лаут и Ю. В. Рылина

РИСО АН СССР № 102—38В, Сдано в набор 22/XI 1960 г. Подписано к печати 30/I 1961 г.
Формат 70×108^{1/16}. Печ. л. 4,75, Усл. печ. л. 6,50 Уч.-издат. л. 5,8 Тираж 1200 экз. Т-00236
Изд. № 5289, Тип. зак. № 3587. Цена 41 коп.

Издательство Академии наук СССР, Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства АН СССР, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
7	3 сн.	монтмориллонита	монтмориллонита
8	9 св.	<i>d/</i>	<i>d/n</i>
19	Подпись под рис. 19	элеткролитами	электролитами
33	Подпись под рис. 31	1105—1105 ₇	1105,2—1105,7
69	9 сн.	Такое же полное	Такое же