

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

---

**Т Р У Д Ы**  
**ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК**

ВЫП. 117. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 41). 1950

Н. В. РЕНГАРТЕН

**МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ  
МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА**

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
Библиотека  
Инвентарный № *217-117*  
Дата *4/12/50*



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Н. В. РЕНГАРТЕН

**МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ  
МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА****I. ВВЕДЕНИЕ**

Работа имеет целью дать литологическую характеристику меловых и палеоценовых отложений восточного склона Урала на основании главным образом изучения материалов, собранных автором, а также на основании возможно полного использования литературных данных по этому району.

В настоящее время еще не имеется специальных обобщающих работ по литологии молодых отложений восточного Урала. Тем не менее по ряду геологических работ и работ, посвященных отдельным вопросам минералогии, петрографии или полезных ископаемых, уже накопился богатый материал и по общим вопросам литологии интересующих нас отложений. Ценные данные по составу и генезису континентальных меловых толщ Алапаевского, Синарского, Каменского и других районов находятся в многочисленных работах Б. П. Кротова (1931, 1936, 1942 и др.). В статьях В. П. Рыловниковой (1936<sub>1,2,3</sub>) подробно описан состав и литологические особенности свиты «беликов» Каменского района. Н. А. Успенский (1936<sub>1,2</sub>) посвящает свои работы отдельным вопросам минералогии нижнемеловых континентальных свит Алапаевского и Каменского районов. Литологическая характеристика песчано-глинистых отложений мезозоя Каменского района дана А. Н. Гейслером (1940). Значительный интерес представляет работа Н. И. Архангельского «Мезозойские отложения восточного склона Среднего Урала» (1931), в которой автор, описывая геологическое строение и стратиграфию обширного участка (от г. Челябинска на юге до пос. Угольного на севере), уделяет большое внимание петрографической характеристике мезозойских пород этой области. Большой интерес представляет работа В. А. Вахрамеева (1946), посвященная характеристике континентальных меловых отложений восточного склона Среднего Урала.

Детальное исследование глинистых пород нижнемелового возраста дано в монографии В. П. Петрова (1948). Вопросам минералогии отдельных горизонтов континентального мела посвящены работы Е. В. Рожковой и М. В. Соболевой (1936), Е. В. Рожковой (1937), Д. С. Белянкина, Б. В. Иванова и В. В. Лапина (1937) и др.

Среди рукописных материалов, особенно местных организаций, имеются ценные работы, в которых приведены петрографические описания молодых отложений отдельных районов восточного склона Урала. Интересные данные по этому вопросу изложены в отчетах А. Л. Козлова, Ю. А. Петроковича, С. Д. Рабинович, Л. А. Умовой, Г. И. Цаура и др.

Автором настоящей работы был собран детальный материал по десяти районам, расположенным вдоль восточного склона Урала с севера на юг в следующем порядке:

- 1) пос. Лозьвинская Пристань,
- 2) р. Полуночной,
- 3) рек Ляли и Лобвы,
- 4) Троицко-Байновский,
- 5) г. Каменска,
- 6) с. Волковского (на р. Исети),
- 7) с. Соколовского (на правом берегу р. Исети),
- 8) среднего течения р. Синары,
- 9) р. Течи,
- 10) р. Аят.

## **II. КРАТКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ИССЛЕДОВАННЫМ РАЙОНАМ**

Районы наших исследований располагаются почти по меридиану вдоль предгорной полосы восточного склона Урала, начиная от широты  $60^{\circ}57'$  на севере и кончая широтой  $52^{\circ}50'$  на юге. Естественно, что многие из этих районов значительно отличаются один от другого в отношении геоморфологии, геологии и т. д.

Районы пос. Лозьвинская Пристань и р. Полуночной относятся к зоне сурового Северного Урала. Здесь обширная равнинная область сплошного развития палеогена резко контактирует на западе с увалистой грядой, сложенной палеозойскими порфиритами. Палеоценовые отложения залегают непосредственно на палеозойском фундаменте. Естественная обнаженность равнинной части слабая и приурочена исключительно к долинам рек. Основной водной артерией здесь является р. Лозьва.

Ново-Лялинский район примыкает с юга к зоне Северного Урала. Слабо всхолмленная, заболоченная местность покрыта густыми, иногда труднопроходимыми лесами. Речные долины глубокие, сильно извилистые. Обнаженность в районе слабая: коренные породы выступают только по берегам рек. Молодые отложения здесь представлены морскими фациями палеоцена. Они покоятся на дислоцированном палеозое, включающем граниты, инъецированные гнейсы, порфириты и др.

Районы Троицко-Байновский, Каменский, Синарский и район р. Течи в геоморфологическом отношении имеют много общего. Почти плоские, широкие междуречья чрезвычайно живописны; они представляют собой чередование небольших перелесков с обширными посевными полями. Часто встречаются заболоченные участки, а местами целые системы высыхающих озер. Главными речными артериями являются реки Исеть, Синара и Теча. Долины рек глубокие, широкие, часто с асимметричными берегами. Уступы древних террас выражены не всегда отчетливо. Естественная обнаженность в общем слабая, но обилие различных горных выработок сильно облегчает проведение геологических исследований. Все эти районы, за исключением р. Течи, характеризуются широким развитием континентальных и морских фаций ниже- и верхнемелового возраста. На сильно дислоцированном, а затем денудированном палеозойском

основании лежат разнообразные континентальные отложения нижнего мела, затем верхнемеловые осадки (внизу континентальные, сверху морские), выше идут морские отложения палеоцена и, наконец, континентальные образования неогенового и четвертичного возраста. По берегам р. Течи обнажаются морские верхнемеловые и палеоценовые отложения, которые покрывают складчатый палеозойский фундамент.

Самым южным районом наших исследований является район среднего течения р. Аят, относящийся уже к Южному, степному Уралу. Ландшафт этой местности резко отличается от описанных выше. Обширная степная равнина прорезана здесь глубокой долиной р. Аят. Многочисленные меандры, старицы и рукава распространены в долине реки. Чрезвычайно отчетливо вырисовываются и далеко прослеживаются уступы древних террас. И. М. Покровская выделяет здесь три террасы, не считая современной пойменной. Все выходы горных пород на дневную поверхность приурочены к берегам реки. Обнаженность, в общем, хорошая, благодаря наличию высоких береговых обрывов и относительно слабой задернованности склонов. В геологическом строении района принимают участие туфогенные и кремнистые сланцы верхнего силура, эффузивные порфириды андезито-базальтовой магмы и их туфы, известняки верхнего силура, разнообразный комплекс осадочных отложений мела, морские осадки палеоцена и современные континентальные образования.

На территории восточного склона Урала наиболее молодыми осадками, охваченными интенсивной складчатостью, являются верхнетриасовые угленосные отложения. Они сильно смяты, несут признаки некоторого регионального метаморфизма. Мощная юрская денудация значительно размывла, а местами и полностью уничтожила угленосные отложения.

Начиная с нижнего мела, тектоника мезозойских образований становится резко отличной от тектоники более древних формаций. Континентальные и морские меловые отложения на огромных пространствах залегают спокойно, и только местами отмечаются слабо выраженные широкие и чрезвычайно пологие складки, вытянутые почти согласно общему простиранию складок Урала. Наблюдающиеся же иногда нарушения первичного залегания слоев связаны с явлениями оползней, карстовых усадок, а на севере, возможно, и с действиями ледников.

Никаких признаков метаморфизма меловые, а тем более палеогеновые отложения не обнаруживают. Все те изменения, которым подвергались осадки после их образования, связаны с процессами различных стадий диагенеза и выветривания.

### **III. ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

#### **1. Район пос. Лозьвинская Пристань**

На правом берегу р. Лозьвы, близ пос. Лозьвинская Пристань, имеется прекрасное обнажение пород палеогена. Река в этом месте образует крутую излучину и интенсивно размывает правый обрывистый берег. Обнажение высотой около 15 м тянется вниз по течению непрерывно метров на 200. Палеогеновые отложения слагают основание второй надпойменной террасы, которая к западу довольно скоро примыкает к меридионально-вытянутому палеозойскому уступу. На левом берегу р. Лозьвы, у самого уреза воды, имеется прерывистая, сравнительно узкая полоса заливной террасы; выше берег образован первой надпойменной террасой, высота которой 3—4 м. Левобережный склон задернован, обнажений нет. Правый

же берег, напротив, задернован слабо, и на дневную поверхность выступают серые глинистые породы, зеленые глауконитовые песчаники и другие отложения палеогенового возраста.

Палеоценовые слои указанного выше обнажения сильно дислоцированы: они собраны в складки и осложнены оползновыми явлениями. Такое резкое нарушение залегания слоев создает большие трудности для правильного установления стратиграфической последовательности слоев. Это обнажение неоднократно привлекало внимание исследователей, и описание его можно найти в работах Е. С. Федорова (1890—1898), Е. Д. Стратановича (1920), Е. П. МолдавANCEVA (1937), А. Л. Козлова и др. В 1942—1943 гг. обнажение было посещено В. П. Ренгартенем и мною.

Слабо сцементированные, лишенные малейших признаков метаморфизма, палеоценовые отложения собраны в мелкие складки с крутыми, иногда опрокинутыми на восток крыльями. На прослеженном нами участке обнажения (протяжением около 200 м) В. П. Ренгартен рисует одну широкую синклиналиную складку, к которой с запада прижимается узкая, опрокинутая на восток антиклиналь.

Отсутствие признаков метаморфизма пород, несмотря на интенсивное смятие их, а также сугубая локальность этой складчатости позволяют В. П. Ренгартену (1944) объяснять эти нарушения смятием пластичных пород под влиянием движущегося ледника.

Для описываемого района установлена следующая стратиграфическая последовательность отложений палеоцена (снизу вверх):

	Мощность (в м)
1. Темносерые аргиллиты с прослоями и конкрециями тонкозернистого, глинистого сидерита . . . . .	Свыше 15
2. Конгломерат с железисто-сидеритовым цементом . . . . .	1,0
3. Свита аргиллитов с подчиненными прослоями кварцево-глауконитовых песчаников, глауконитовых алевролитов и сидеритов . . . . .	10
4. Грубый полимиктовый песчаник с прослоями сидерита . . . . .	3,0
5. Опоковидный аргиллит . . . . .	2,0
6. Диатомиты . . . . .	Свыше 20

1. Темносерые, плотные аргиллиты выступают в ядре антиклинальной структуры. В сухом состоянии аргиллит хрупкий, легко рассыпается на угловатые кусочки. В сыром виде порода непластична, в воде размокает не полностью. Аргиллит состоит главным образом из тонкочешуйчатого бейделлита, затем хлорита, бесцветных и зеленых слюд. Встречаются обломочные частицы кварца и мелкие округлые, сферолитоподобные стяжения кварца. В значительном количестве присутствуют углистые частицы. В «тяжелой фракции» обнаружены главным образом рудные зерна и сидерит, составляющие вместе 95% всей фракции. Остальные 5% падают на следующие минералы: щелочную роговую обманку, турмалин, эпидот, сфен, ставролит.

Рудные зерна принадлежат пириту, реже — магнетиту. Пирит образует скопления мельчайших шарообразных стяжений, он обволакивает и пропитывает скелетные остатки диатомей (дискообразные и треугольные формы) и обломки спикул кремневых губок. Сидерит представлен обломками побуревших окисленных сферокристаллов.

Конкреции и прослой глинистого сидерита состоят из очень тонкозернистого карбоната железа, пелитовых глинистых частиц, ничтожной примеси алевролитовых частиц кварца и неравномерно рассеянных шариков пирита.

2. Конгломерат с железисто-сидеритовым цементом. Гранулометрический состав следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)								Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	>5	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
7в	43,75	18,1	7,6	4,3	8,3	11,55	1,6	4,8	2,0

Гальки, входящие в состав конгломерата, хорошо окатаны и принадлежат кварцу (прозрачному и сахаровидному), обломкам сильно выветрелых зеленоватых порфиритов, обломкам кварцитов и кремнистых пород. Песчаный материал также хорошо окатан и состоит из кварца, глауконита, обломков кремнистых пород и кристаллических сланцев (состоящих из кварца, эпидота, цоизита, хлорита), обломков плагиоклазовых порфиритов (с хлоритизированным базисом), зерен полевых шпатов. В алевритовых и глинистых фракциях (от 0,05 мм и меньше) присутствуют частички кварца, глауконита, глинистые агрегаты, слюдяные и хлоритовые чешуйки.

Кластические зерна конгломерата прочно сцементированы неравномерно окислившимся сидеритом. Цемент базального типа: обломки не соприкасаются друг с другом, а как бы погружены в массу железистого карбоната. Сидерит бурый в проходящем свете; он дает то скопления мелких неправильных зерен, то агрегаты мелких сферолитов с неясными расплывчатыми внешними контурами.

3. Свита аргиллитов с подчиненными прослоями кварцево-глауконитовых песчаников, глауконитовых алевролитов и сидеритов.

Наблюдается такая последовательность слоев снизу вверх:

	Мощность (в м)
1. Кварцево-глауконитовый рыхлый песчаник . . . . .	0,1
2. Аргиллит . . . . .	0,08
3. Кварцево-глауконитовый рыхлый песчаник, аналогичный слою 1 . . . . .	0,1
4. Загипсованный аргиллит . . . . .	0,7
5. Кварцево-глауконитовый рыхлый песчаник, аналогичный слоям 1 и 3 . . . . .	0,3
6. Аргиллиты с двумя прослоями в 0,1 м глауконитовых алевролитов . . . . .	0,7
7. Сидерит . . . . .	0,1
8. Аргиллиты с двумя прослоями в 0,1 м глауконитовых алевролитов . . . . .	1,0
9. Сидерит . . . . .	0,2
10. Глауконитовый алевролит . . . . .	0,2
11. Сидерит . . . . .	0,2
12. Аргиллиты с двумя прослоями в 0,1 м глауконитовых алевролитов . . . . .	6,0

Кварцево-глауконитовый рыхлый песчаник (слои 1, 3, 5) обладает зеленым цветом. Гранулометрический состав его следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)				Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
7с	61,7	20,4	6,7	11,2	0,5

Песчаные зерна окатаны, принадлежат кварцу, глаукониту, реже — микроклину (с пертитовыми вростками альбита), обломкам кремнистых и кварцитовидных пород и обломкам жильных пород (альбитофиров).

Кластический материал слабо сцементирован глауконитовой массой и опаловым веществом. Последнее обычно состоит из тончайших изометричных телец.

Глауконит в виде яркозеленой тонко-чешуйчатой массы обволакивает кластические зерна. Местами же цемент в основном принадлежит опалу, а глауконит присутствует лишь в виде рассеянного бледнозеленого пигмента. В слое 5 в некоторых участках цемента выделяется гипс. В виде перистых тонковолокнистых образований он выполняет пространства между кластическими зернами и пустоты в железисто-глауконитовом цементе.

В тяжелой фракции обнаружены рудные зерна, эпидот и цоизит, турмалин, сфен, роговая обманка и радиально-лучистые сростки сидерита. Рудные зерна принадлежат гидроокислам железа, затем магнетиту и пириту. Последний представлен агрегатами шарообразных зернышек, которые иногда обволакивают остатки диатомей.

Аргиллиты (слои 2, 4, 6, 8, 12) представляют собой породу непластичную, размокающую в воде, в сухом состоянии раскалывающуюся на мелкую угловатую щбенку.

На темносером фоне основной массы породы иногда поблескивают кристаллики гипса. Минералогический состав аргиллитов: бейделлит в виде тонкопластинчатых агрегатов и индивидуализированных более крупных чешуек, пластинки биотита, бесцветных слюд и зеленого хлорита. Встречаются угловатые алевритовые частицы кварца, неправильные мелкие частицы опала, углистые частицы и редко — обломки панцирей диатомей. В некоторых слоях присутствует тонкозернистый гипс.

Тяжелая фракция состоит в основном из гидроокислов железа и окисленного сидерита. Встречаются единичные зерна эпидота.

Сидерит (слои 7, 9, 11) представляет темносерую, плотную, с большим удельным весом породу. На выветрелых поверхностях наблюдается бурая побежалость водных окислов железа.

Главная масса породы состоит из мелких неправильных зерен сидерита. Имеется небольшая примесь песчаного материала. Последний распределяется неравномерно и дает разнообразной формы скопления. Песчаные зерна принадлежат кварцу, глаукониту, полевым шпатам и редко — обломкам сферокристаллов сидерита. Во всей массе карбоната рассеяны мельчайшие шарики и кубики пирита. Они часто дают мелкие неправильные сгустки.

Глауконитовый алевролит (слой 10) представляет собой слабо сцементированную породу. Обломочный материал принадлежит главным образом глаукониту (60%) и окатанным и полукатанным зернам кварца (около 40%). Изредка встречаются обломки микроклина и кислого плагиоклаза.

Цементом служит глауконитовая масса. В проходящем свете она зеленая, иногда имеет несколько буроватый оттенок по сравнению с песчаными зернами глауконита.

Тяжелая фракция в основном принадлежит магнетиту, пириту и гидроокислам железа (84,7%); остальные 15,3% распределяются между следующими минералами: дистеном, эпидотом, гранатом, турмалином, рутилом, сфеном, роговой обманкой и сидеритом.

4. Грубый полимиктовый песчаник с прослоями сидерита. Гранулометрический состав его следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)							Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
7	2,65	62,50	17,65	2,65	3,9	0,85	9,8	0,8

Кластический материал песчаника хорошо окатан и принадлежит кварцу (преобладает), обломкам кварцитов и кремнистых пород, зернам микроклина, кислого плагиоклаза и агрегатам кварц-полевошпатового состава. Цементом служит аморфная масса опала и зеленая масса тонкокристаллического глауконита. Встречаются пластинки слюд и хлорита.

Тяжелая фракция на 91 % состоит из рудных зерен. Остальные 9 % падают на долю рутила, турмалина, зеленой роговой обманки и граната. Рудные зерна принадлежат бурым водным окислам железа и имеют резко удлиненные формы. Вероятно, это нацело окисленный сидерит, так как подобные формы зерен сидерита нередко встречаются в сидеритовых прослоях.

В песчанике имеются четыре прослоя в 0,08 м мощностью глинистого сидерита. Темносерая плотная масса сидерита содержит неправильные скопления песчаного материала. Сидерит равномерно- и тонкозернистый. Песчаный материал полуокатан; средние размеры зерен 0,5—1,0 мм. Зерна принадлежат кварцу, глаукониту, обломкам кварцитов и кварцево-эпидотовых сланцев (преобладают глауконит и кварц). Часто вокруг кластических зерен наблюдаются оторочки сидерита, несколько более крупнозернистого и более светлого, чем основная цементирующая масса железистого карбоната. Это по форме аналогично «друзовой» структуре сидерита вокруг более ранних минералов в метасоматических месторождениях бакальского типа (А. Н. Заварицкий, 1939).

5. Опоковидный аргиллит представляет собой темносерую плотную, легкую в сухом состоянии породу с раковистым изломом. Основная масса ее состоит из тонкочешуйчатого бейделлита и опала. Последний представлен главным образом обрывками панцрей диатомей, обломками спикул губок и реже неправильными бесформенными частицами. По всей массе породы рассеяны мелкие шарики и неправильные выделения пирита. Имеются в небольшом количестве углистая пыль и алевритовые частицы кварца, реже — хлорита, глауконита и слюд.

Тяжелая фракция целиком состоит из сильно окисленных сферолитов сидерита.

6. Диатомиты представляют легкую темносерую породу, обладающую раковистым изломом. Она состоит из тончайшей смеси глинистых частиц и опала. Опал представлен преимущественно обрывками панцрей диатомей и обломками спикул кремневых губок. В породе рассеяны мельчайшие шарики и неправильные образования пирита (частично окисленного). Изредка встречаются небольшие скопления алевритовых частиц кварца, глауконита, полевых шпатов. Эти участки бывают пропитаны гидроокислами железа.

Среди толщи диатомитов встречен прослой крупнозернистого песчаника, обогащенного олигонитом. Порода эта представлена буроватыми железомарганцевыми карбонатами, пропитанными окисными соединениями марганца и железа. Песчаный материал состоит из зерен кварца, глауконита, обломков основной массы порфиритов и кварцевых порфиров, кремнистых пород и кварцево-слюдистых сланцев. Все зерна, за исключением глауконита, полуокатаны; глауконит же имеет округлые и овальные

формы. Присутствуют мелкие прозрачные пластинки гипса. В участках пласта, бедных карбонатом, цементом песчаника служит опока, т. е. равномерная смесь опалового вещества с тончайшим, глинистым материалом. Имеются скопления обрывков панцрей диатомей и обломков спикул кремневых губок.

Состав тяжелых фракций из всех описанных пород в общем чрезвычайно сходен и однообразен. Преобладающими минералами в них являются пирит, магнетит и сидерит (иногда); из других минералов присутствуют в убывающем порядке эпидот, турмалин, дистен, ставролит, рутил и пр. Лишь в аргиллитах нижнего горизонта (1) тяжелая фракция имеет несколько отличный характер: в ней пирит и сидерит составляют в сумме около 100%. Эпидот же и остальные минералы, постоянно встречающиеся выше по разрезу, имеются или в ничтожно малых количествах, или отсутствуют вовсе. Возможно, что серия палеоценовых пород, залегающая над указанными аргиллитами, является по отношению к ним трансгрессивной, и, следовательно, нижний слой конгломерата (2) может быть назван базальным. И. М. Покровская, обнаружившая в нижних аргиллитах обилие пыльцы и почти полное отсутствие ее в вышележащих породах, также полагает, что нижние аргиллиты трансгрессивно перекрываются конгломератом. По мнению В. П. Ренгартена, горизонт 1 является аналогом датского яруса.

## 2. Район реки Полуночной

В районе р. Полуночной интересующие нас отложения представлены морскими осадками палеоцена, которые залегают непосредственно на древнем, палеозойском основании. Здесь проходит граница двух крупных ортографических единиц: увалистой полосы на западе и обширной равнинной области на востоке. Увалистая полоса представляет собой возвышенность с абсолютными высотными отметками, не превышающими 250—300 м; она резко обрывается к востоку, образуя в рельефе отчетливый уступ. Возвышенность сложена палеозойскими породами и покрыта густой лесной растительностью. На восточном склоне скалистые выходы коренных пород принадлежат порфиритам.

Равнинная область примыкает к палеозойскому уступу и простирается далеко на восток. Она характеризуется чрезвычайно плоским рельефом, сильно заболочена и также покрыта мало проходимыми таежными лесами. В геологическом строении равнинной части принимают участие палеозойские порфириты, палеоценовые отложения и четвертичные образования. Палеоценовые отложения представлены глауконитовыми песками, аргиллитами, диатомитами.

Порфириты, слагающие палеозойский уступ, имеют распространение и в область равнинной части, но здесь они находятся на значительных глубинах и покоятся под мощной толщей палеоценовых отложений. Ю. А. Асанов считает, что порфиритовый фундамент разбит системой меридиональных ступенчатых сбросов, нисходящих с запада на восток. Резкую границу палеозойского увала с равнинной депрессией Ю. А. Асанов считает следствием проходящей здесь зоны сбросов. Денудированная поверхность порфиритов покрыта мощной корой выветривания. Береговая линия палеоценового моря проходила вблизи современной границы палеозойского уступа, т. е. вытягивалась почти по меридиану, и море распространялось в глубь Западносибирской низменности. Однако периодические колебания береговой линии вызывали некоторые смещения фаций в горизонтальном направлении; поэтому в восточных частях района

среди относительно глубоководных отложений встречаются прослойки осадков мелководных, прибрежных зон.

Вся толща палеоценовых пород имеет наклон на восток. Кроме того, констатируется некоторая волнистость слоев. Эта волнистость обусловлена оползновыми явлениями, которые широко развиты в районе и производят сильные нарушения и смещения крупных блоков пород.

Наиболее полно палеоценовые отложения изучены нами в обнажениях устьевой части речки Полуночной (правый приток р. Лозьвы). Здесь граница палеозойского уступа несколько отклоняется к западу, образуя дугообразный изгиб. Самые западные разрезы палеоцена начинаются то кварцево-глауконитовыми песчаниками, то аргиллитами с примесью песчаного материала; выше, местами, присутствует небольшой прослой железисто-кремнистой (кварциновой) породы, а еще выше залегает цеолитопаловая порода с псиломеланом и пиролюзитом и песчанистый аргиллит с гнездами цеолита и с прослоями песчаников. Суммарная мощность палеоцена здесь не превышает 8 м. К востоку мощность возрастает вследствие появления свиты глинистых диатомитов. Диатомиты лежат с размывом то на аргиллитах или песчаниках, то непосредственно на выветрелых порфиритах.

Аргиллиты, которыми часто начинаются палеоценовые отложения, имеют темный, зеленовато-серый цвет и состоят в основном из тонкоагрегатного, пелитоморфного материала. Последний довольно разнообразен по составу, но главная роль в нем принадлежит тонкочешуйчатому глинистому минералу ряда монтмориллонита — бейделлита с  $N_g = 1,536$  и  $N_p = 1,500$ . Затем, имеются частички кварца, хлорита, глауконита, серицита и бесформенные выделения опалового вещества. В значительном количестве и в этих глинистых породах присутствуют кристаллические новообразования моноклинного цеолита из группы морденита — гейландита. Цеолит то рассеян в породе в виде отдельных прекрасно образованных мельчайших кристалликов, то дает мелкие нежные сростки. Пирит образует в этой породе небольшие шарообразные стяжения. Песчаный материал, который всегда примешивается к основной глинистой массе породы, принадлежит зернам кварца (часто катаклазированного), мелкозернистым кварцевым агрегатам, обломкам плагиоклазовых порфиритов и обломкам плагиоклазов (обычно серицитизированных). Изредка в породе встречаются обрывки панцирей диатомей и обломки спикул кремневых губок.

Железисто-кремнистая порода при микроскопическом исследовании оказалась состоящей из лучистых розетковидных и неправильно сферидальных образований мелкозернистого кварца (с характерным положительным удлинением волокон) и бурых гидроокислов железа. Порода обладает микрошлейчатой текстурой, которая обусловлена своеобразным расположением более поздних водных окислов железа в массе кварца.

Цеолитопаловая порода с пиролюзитом и псиломеланом — темносера, иногда почти черная. Она ясно слоистая, причем наблюдаются два рода слоистости: сравнительно грубая (мощность слоя в 20—30 см) и чрезвычайно тонкая, так называемая микрослоистость, проявляющаяся внутри каждого слоя. В вертикальном разрезе поверхность каждого слоя волнистая. Некоторые авторы считают, что волнистая поверхность слоев обусловлена волноприбойными знаками. Нам же представляется более вероятным допустить, что эта бугристая поверхность образовалась в результате стремлений коллоидальных веществ давать конкреционные стяжения. Действительно, в этом горизонте нередко можно встретить и настоящие, прекрасно сформированные конкреции. Строение конкреций концентрически-зональное. Ядро конкреции состоит из рыхлой смеси

землистой массы псиломелана и опало-цеолитового материала. Периферическая оболочка очень плотная и принадлежит пиролюзиту. В массе пиролюзита вкраплены отдельные кристаллики манганита.

В минеральный состав описываемой породы входят: изометричные опаловые частицы, мельчайшие кристаллики монсклинного цеолита, землистая масса псиломелана и тонкозернистый пиролюзит, непостоянная примесь комковатого глинистого вещества типа бейделлита-монтмориллонита и песчаного материала. Последний принадлежит окатанным зернам кварца, пластинкам светлозеленой слюды и хлорита. В качестве акцессориев присутствуют эпидот и роговая обманка. Тонкое взаимопроникновение черного псиломеланового вещества и светлой нерудной части породы создает впечатление микросетчатой структуры слоя. «Горизонтальные» нити этой сетки выделяются наиболее резко, они выдерживаются по простиранию и повторяют рисунок волнистой поверхности слоя. «Вертикальные» нити сетки ориентированы не строго вертикально, а по радиусам больших кругов.

Помимо неравномерно рассеянного в породе песчано-глинистого материала, последний образует также и обособленные гнезда и линзовидные прослои. Нередко можно наблюдать заполнение песчаными зернами вертикальных трещинок, ограниченных мощностью каждого слоя. Эти трещинки, повидимому, образовались в результате усыхания при дегидратации коллоидальной массы осадка.

Песчано-глинистый материал, образующий линзовидные прослои, имеет следующий гранулометрический состав (в %):

Размеры частиц (в мм)				Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
>0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
21,3	22,7	12,8	43,2	0,5

В крупных фракциях присутствуют гальки кварца, зерна глауконита, рудные агрегаты и единичные зерна микроклина. В тонких фракциях преобладают агрегаты, состоящие из глинистых частиц опала и цеолитов. Имеются пластинки зеленого хлорита, серицита и бурых слюд. Тяжелые минералы представлены рудными зернами (90%), зернами эпидота (9,1%), кианита (0,3%), сфена (0,3%) и турмалина (0,3%).

Минеральный состав песчано-глинистого материала, выполняющего вертикальные трещинки в породе, почти не отличается от состава терригенного материала из линз и прослоев. Гранулометрический состав его следующий (в %):

Размеры частиц (в мм)				Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
>0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
27,9	37,0	14,0	21,1	0,8

Крупные фракции этого материала состоят из галек и песчаных частиц кварца, порфиринов, кремня и глауконита. Фракции от 0,05 мм и меньше

представлены агрегатами глинистых (монтмориллонитовых) частиц, кварцем, бурой слюдой, мусковитом и агрегатами цеолитов. Встречаются также единичные зерна щелочной роговой обманки и эпидотов. Тяжелые минералы относятся к рудным зернам (66,1%), обыкновенной роговой обманке (14,3%), щелочной роговой обманке (0,1%), эпидоту (18,3%), сфену (0,6%), апатиту (0,1%) и везувиану (0,5%).

Песчаный аргиллит цеолита внешне представляет собой зеленовато-желтую породу. Гнездовые выделения («глазки») молочно-белого цеолита отчетливо выделяются на более темном фоне глинистой (монтмориллонитовой) породы, напоминая собой известковые «журавчики». Следует отметить, что кристаллические новообразования цеолита весьма характерны для всего изученного нами разреза палеоценовых пород восточного склона Урала. Цеолит этот — моноклинный, относится к группе морденита — гейландита.

Гранулометрический состав песчанистого аргиллита следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)			
	>0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01
1с	9,0	23,0	5,0	63,0

Фракция больше 0,25 мм состоит из окатанных галек катаклазированного кварца, порфиринов и комочков пиролюзита. Фракция 0,25—0,05 мм представлена зернами кварца, глауконита (в большом количестве), кислыми плагиоклазами и рудными зернами. Фракции от 0,05 мм и меньше состоят из глинистых частиц, кварца, глауконита, мусковита, бурых слюд и цеолитов.

Состав тяжелой части, выделенной из фракции 0,25—0,5 мм, следующий: рудные зерна (67,2%), эпидот (27,5%), роговая обманка (0,3%), рутил (0,3%), турмалин (0,8%), гранат (0,3%), пикотит (0,9%), дистен (0,1%), везувиан (0,1%), сфен (0,2%), сидерит (2,1%), щелочная роговая обманка (единичные зерна), брукит (0,2%).

Разрез палеоценовых отложений более восточной части района можно расчленить на две трансгрессивные свиты. Нижняя свита представлена темносерыми аргиллитами, аналогичными описанным аргиллитам западной части района. Аргиллиты содержат подчиненные прослой кварцево-глауконитовых песчаников, изредка пропитанных окисными марганцевыми минералами. Верхняя свита представлена серыми плотными глинистыми диатомитами, в нижней части содержащими прослой, обогащенные карбонатными марганцевыми минералами. Эти породы ложатся то на разные горизонты аргиллитов, то непосредственно на размытую поверхность коры выветривания порфиринов.

Глинистые диатомиты представлены темносерыми плотными породами. Основная масса их состоит из обрывков панцирей диатомей и тончайшего глинистого материала. Встречаются обломки спикул кремневых губок; рассеяны шарообразные зернышки пирита. Имеется непостоянная примесь алевритовых и пелитовых частиц кварца, зернышек глауконита. В некоторых участках диатомитов присутствует тонкораспыленный карбонат (редко), который то равномерно рассеян в массе породы, то образует отдельные густки. Крайне редко встречаются фораминиферы.

Породы нижней свиты палеоцена, т. е. аргиллиты с прослоями песчаников, отличаются от пород верхней свиты (диатомитов) прежде всего тем,

что они содержат много терригенного материала, принесенного с суши. Диатомиты же представлены главным образом опаловыми скелетными остатками диатомей, т. е. продуктами жизнедеятельности моря; терригенный материал присутствует в них явно в подчиненном количестве.

Глинистые диатомиты содержат прослои карбонатных пород, которые состоят из различных минералов марганцевых карбонатов, опала, глаукоцитовых зерен, песчинок кварца, кристалликов цеолита и выделений пирита. Карбонаты марганца, по исследованиям М. И. Ожеговой (Химлаборатория УГГУ), относятся к мезититу, анкериту и родохрозиту. В структурном отношении породы чрезвычайно разнообразны. Обычно карбонаты марганца образуют радиально-лучистые сферолиты, которые или тесно соприкасаются между собой, или погружены в массу опалового вещества, местами окрашенного пигментным глаукоцитом в зеленый цвет. В некоторых участках основная масса породы представлена мелкозернистым карбонатом, в который включены песчаные частицы кварца, обломки сферокристаллов карбоната и агрегатные зерна глаукоцита. Цеолиты образуют мелкие гнезда в массе опала или карбоната.

Обе трансгрессивные свиты палеоцена характеризуются близким и однообразным составом тяжелых фракций. Это, вероятно, может служить одним из доказательств того, что колебания береговой линии, сопровождавшие смещениями фаций и даже местными размывами, были кратковременными и за весь период накопления осадков обеих свит источники сноса обломочного материала не менялись. В состав тяжелых фракций, помимо пирита и сидерита (которые обычно являются здесь аутигенными), входят следующие кластические зерна: обыкновенная роговая обманка (до 14 %), эпидот (до 18 %) и затем в количествах от долей процента до 1—2 %: гранат, дистен, ставролит, турмалин, рутил, везувиян и др. Наиболее богаты роговой обманкой и эпидотом тяжелые фракции песчаных пород и аргиллитов со значительной примесью песчаного материала. Несомненно, что эти два минерала приносились в море из района развития близлежащих порфиринов. Гранат, ставролит, дистен и другие минералы, чуждые основным эффузивам, вероятно, черпались из пород метаморфической серии (свиты М?), которые находились в более удаленных частях суши.

### 3. Район рек Ляли и Лобвы

В геологическом отношении Ново-Лялинский район в последние годы детально изучала геолог УГГУ С. Д. Рабинович.

Палеозойские породы здесь представлены преимущественно серпентинитами, затем имеются граниты, гнейсы, диориты, амфиболиты, габбро. Весь этот древний изверженный комплекс был дислоцирован и затем на его размытую поверхность легли морские осадки песчано-глинистых фаций верхнего мела и палеоцена. Эти осадки обычно скрыты под мощным четвертичным покровом и лишь изредка обнажаются по берегам рек Ляли и Лобвы.

Среди интересующих нас молодых осадков широким развитием пользуются морские отложения палеоцена. Породы верхнемелового возраста, вероятно, были в значительной мере смыты палеоценовой трансгрессией и теперь сохраняются лишь в виде отдельных мелких островков. Нам не пришлось наблюдать эти отложения, но, по данным С. Д. Рабинович, они были обнаружены на левом берегу р. Лобвы около поселка Лобва.

Толща пород палеоцена имеет суммарную мощность около 70 м. Вся эта толща делится на две стратиграфические свиты. Нижняя свита представ-

лена глауконититами, кварцево-глауконитовыми песчаниками и аргиллитами. Верхняя свита трансгрессивно налегает на нижнюю и сложена в основном опоками, участками переходящими в рыхлые трепеловидные глины; подчиненную роль здесь играют кварцевые песчаники.

### Н и ж н я я с в и т а п а л е о ц е н а

Почти полный разрез нижней свиты палеоцена можно видеть на обрывистом берегу р. Лобвы, под дер. Среднее Салтаново, и в левом берегу р. Ляли, около дер. Ляля-Титово.

В нижней свите палеоцена отчетливо выделяются два литологически различных горизонта. Нижний горизонт представлен опоково-глауконитовыми породами, кварцево-глауконитовыми и кварцевыми песчаниками. Мощность горизонта колеблется в пределах 5—25 м. Верхний горизонт сложен темносерыми плотными аргиллитами, иногда содержащими прослой сидерита. Мощность горизонта также не постоянна (вследствие последующего размыва), но обычно колеблется в пределах 10—15 м.

Нижний горизонт начинается яркозелеными опоково-глауконитовыми породами, которые кверху постепенно обогащаются песчаным материалом и переходят в кварцево-глауконитовые и чисто кварцевые песчаники.

В правом берегу р. Лобвы, под дер. Среднее Салтаново, горизонт сложен в основном глауконититами, которым подчинены тонкие прослой рыхлых кварцево-глауконитовых песков. Здесь, над урезом реки выступают скалистые утесы инфицированных гнейсо-амфиболитов. На них горизонтально лежат темнозеленые плотные опоково-глауконитовые породы. Мощность горизонта всего лишь 3—4 м. Выше идут серые аргиллиты верхнего горизонта.

Опоково-глауконитовые породы представляют интерес как чисто теоретический, так и практический. Изучение их дает возможность судить о генезисе и природе глауконита, о фациальных условиях накопления данных отложений. Обильное же присутствие в породах глауконита позволяет рассматривать их как один из видов сырья для некоторых отраслей промышленности. Поэтому опоково-глауконитовые породы Ново-Лялинского района были подвергнуты специальному минералогическому изучению и некоторым лабораторно-техническим испытаниям (С. Д. Рабинович и Н. В. Ренгартен, 1944). Опоково-глауконитовые породы, или глауконититы,<sup>1</sup> состоят в основном из новообразованных зерен глауконита (иногда состоящих 70—80% всей породы) и опокового вещества (тонкая смесь опаловых частиц с пелитовым материалом). В переменном количестве имеется примесь песчаного материала — иногда она не превышает 1—2%.

Глауконититы рядом постепенных переходов связаны с кварцево-глауконитовыми и кварцевыми песчаниками. По мере увеличения количества песчаного материала растет роль переотложенных и уменьшается роль аутигенных зерен глауконита.

Кварцевые песчаники обладают серой окраской, примесь глауконита придает им зеленоватый оттенок. Обычно глауконит распределяется неравномерно, поэтому и окраска пород чаще бывает пятнистой. Кластический материал песчаников принадлежит главным образом кварцу, реже — кремнистым обломкам, полевым шпатам и глаукониту. Цементом служит опоковое вещество. Встречаются спикюлы кремневых губок и остатки диатомей.

В левом берегу р. Ляли, близ дер. Ляля-Титово, верхние слои описываемого горизонта представлены полимиктовыми конгломератами, содер-

<sup>1</sup> Термин предложен автором в 1944 г. (Рабинович и Ренгартен, 1944).

жащими мелкие обломки зубов акул. Кластический материал, их составляющий, принадлежит отполированным галькам черных кремней (размерами от 0,5 до 5 мм в диаметре), катаклазированным кварцевым агрегатам (вероятно обломки кварцитов) и грубозернистым ( $d = 0,5$  мм) частицам кварца и глауконита. Встречаются обломки основной массы кварцевых порфиров и плагиоклазовых порфиритов. Цементом является тонкий пелитовый материал с непостоянной примесью кремнистого вещества; местами он относится к типичной опоке.

Верхний горизонт нижней свиты палеоцена представлен темносерыми аргиллитами. Изредка в них встречаются тонкие прослой песка (иногда загипсованного). В обнажении около дер. Ляля-Титово в нижней части глинистой пачки встречен также слой мелкозернистого сидерита, мощность около 0,5 м.

Аргиллиты в свежем виде темносерые, плотные; в сыром состоянии легко режутся ножом, но не пластичны; в воде полностью размокают. При высыхании они становятся хрупкими и распадаются на тонколистовую угловатую щебенку.

Аргиллиты состоят на 89—92% из частиц меньше 0,01 мм в диаметре. Остаточные 8—11% представлены алевритовым и мелкопесчаным материалом. Основная масса породы принадлежит тонкочешуйчатому нонтрониту ( $N_m \sim 1,586$ ) и бейделлиту ( $N_m \sim 1,530$ ).<sup>1</sup> В меньшем количестве в аргиллитах присутствует опал в виде мельчайших неправильных частиц, а также в форме обломков спикул кремневых губок и изредка — в виде панцирей морских диатомей. Алевритовые и песчаные зерна относятся главным образом к кварцу (бесцветные, угловатые зерна), затем к пластинкам зеленого хлорита и слюд. В качестве аксессуарной примеси обнаружены: антофиллит, эпидот и поизит, рутил, гранат, глаукофан, дистен, турмалин, сфен, магнетит, ильменит, сидерит и др. Сидерит, видимо, не принесен в осадок, а образовался на месте.

Для горизонта серых аргиллитов характерно присутствие в тяжелой фракции антофиллита, количество которого иногда доходит до 30%.

Антофиллит представлен бесцветными или слегка зеленоватыми кластическими зернами. Формы их призматические с зазубренными обломанными концами. Погасание зерен близкое к прямому; удлинение положительное. Заметна отчетливая спайность по (110). Минерал оптически двуосный, положительный. Средний показатель светопреломления близок к 1,631.

Сидеритовый прослой, заключенный в пачке аргиллитов близ дер. Ляля-Титово, представлен серой, плотной, с большим удельным весом породой. На выветрелых поверхностях она покрыта корочкой бурого железняка; встречаются мелкие жеоды, стенки которых также покрыты бурыми гидроокислами железа.

Химический анализ этой породы, произведенный в Химлаборатории УГГУ, дал следующие результаты (в %):

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	S	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. п. п.	Гигр. Н <sub>2</sub> O
3,05	0,12	2,88	1,24	36,13	15,22	3,91	3,19	0,07	1,02	35,35	0,52

<sup>1</sup> Господствующая роль нонтронита в составе породы обуславливает ее зеленоватую окраску. Комочки глинистого вещества восковидны, легко полируются ногтем; они состоят из агрегата высокодвупреломляющих ( $N_g - N_p = \sim 0,015 - 0,020$ ) чешуек и волоконец.

Порода состоит из изометричных, тесно примыкающих одно к другому мелких (диаметром около 0,03 мм) зернышек сидерита. Затем имеется некоторое количество олигонита, представленного также в мелких зернах. Кое-где наблюдаются выделения шарообразных зернышек серного колчедана.

При выветривании темносерые аргиллиты становятся коричневатыми, вследствие обильного выделения водных окислов железа, в процессе разложения главным образом нонтронита, серного колчедана и сидерита. В обнажениях береговых обрывов р. Лобвы (под дер. Нижнее Салтаново) и р. Ляли (около дер. Ляля-Титово) верхние 3—4 м аргиллитового горизонта имеют именно такую коричневатую окраску, а ниже идут обычные темносерые глинистые породы. Вполне вероятно, что этот коричневатый слой является остатком древней коры выветривания.

Аргиллиты Ново-Лялинского района были испытаны на огнеупорность в Лаборатории технологии нерудных ископаемых УГГУ. Испытания показали весьма низкие огнеупорные свойства их. Объясняется это тем, что доминирующим в породах минералом является не каолинит, который отсутствует почти совсем, а нонтронит, т. е. один из наиболее богатых железом минералов монтмориллонитовой группы.

### Верхняя свита палеоцена

Свита представлена в основном плотными, твердыми опоками, местами переходящими в рыхлые трепеловидные глины. В нижней части свиты опоки неравномерно обогащены песчаным материалом, а в некоторых участках они даже переходят в песчаники с опоковым цементом.

Опоки в свежем состоянии темносерые, при выветривании светлеют и становятся хрупкими. В воде не размокают. Основная масса породы состоит из тонкой смеси пелитоморфного, преимущественно глинистого материала и мельчайших опаловых телец. В значительном количестве присутствуют обломки спикул кремневых губок и обрывки панцирей диатомей. Все фаунистические остатки обычно образованы опалом; лишь в редких случаях отдельные спикулы губок замещены халцедоном. Иногда присутствуют микроагрегатные зерна глауконита. В тех случаях, когда имеется примесь песчаного материала, он распределяется в массе опокового вещества очень неравномерно, образуя линзовидные и неправильные скопления, а также маломощные и быстро выклинивающиеся прослои. Обломки имеют различные размеры (от алевроитовых частиц до мелких галек) и различную степень окатанности. Кластические зерна принадлежат кварцу (преобладает), свежему решетчатому микроклину, альбиту, кремнистым агрегатам, глаукониту. Реже встречаются обломки кварц-полевошпатовых агрегатов, основной массы порфиритов и агрегатные пластинки хлорита. Из аксессуарных минералов присутствуют: рутил, гранат, эпидот, антофиллит, глаукофан, магнетит, пирит и др.

Трепелы и трепеловидные глины (светлосерые и белые, рыхлые) состоят главным образом из обрывков диатомей (представленных опалом) и спикул кремневых губок. В непостоянном количестве присутствует тонкий пелитоморфный глинистый материал.

### 4. Троицко-Байновский район

С геологической точки зрения район был изучен многими исследователями. Однако в большинстве случаев результаты их работ остались в рукописном виде и лишь немногие напечатаны. Вопросами стратиграфии

меловых и третичных отложений района специально занимался Ф. Х. Бергер. Много интересных данных о континентальных толщах мела находится в работах С. А. Доломана, А. С. Корженевской и А. Э. Ульмера и др. Отдельные свиты меловых отложений описаны В. П. Рыловниковой (1936<sub>2</sub>).

В обнажениях на участке «Межники» и в береговых обрывах речки Калиновки мезозойские отложения начинаются пачкой обломочных пород, известных в литературе под названием «беликов». Они залегают на неровной поверхности палеозойского основания, представленного здесь дислоцированными и закарстованными известняками и известковистыми брекчиями карбона. Мощность беликов доходит до 10 м. Выше белики сменяются свитой глин, внизу — пестроцветных (мощностью 10 м), вверху — белых и светлосерых (мощностью до 10—12 м). Местами эти глины обогащены углистым материалом, а в верхних частях содержат даже сплошные углистые слои до 4 м видимой мощности. Возраст белых глин, по данным И. М. Покровской, определявшей пыльцевой спектр для углистых прослоев, скорее всего соответствует верхам нижнего мела (апту и альбу).

На белых глинах с размывом лежит слой мощностью около 3 м грубого гравелистого песка, относящегося к верхней континентальной свите мела. Выше идет свита морских отложений датского яруса. Отложения представлены серыми мелкозернистыми кварцевыми песками с прослоями (мощностью 0,5—0,7 м) плотных опоковидных песчаников.

К востоку от пос. Байны датские отложения, представленные кварцево-глауконитовыми песками, по данным Н. И. Архангельского (1941), перекрываются темносерыми опоками палеоценового возраста. Мощность кварцево-глауконитовых песков в направлении на восток увеличивается, достигая по р. Кунаре 20 м и более. На размытой поверхности датских слоев лежит пачка темносерых и желтых сильно песчаных глин озерного происхождения, в которых И. М. Покровская обнаружила неогенную пыльцу.

#### Н и ж н я я к о н т и н е н т а л ь н а я т о л щ а м е л а

Беликовые отложения обнажаются в склоне левого берега речки Калиновки выше участка «Межники». Здесь выступают утесы палеозойских известняков с круто поставленными слоями. С востока к ним примыкают полурыхлые белики, содержащие прослой, гнезда и натечные корочки бурого железняка. Состоят белики из угловатых кусков нацело окремненных известняков, кварцевых агрегатов и мучнистой массы из кварца, глинистых и слюдистых частиц. Окраска беликов обусловлена присутствием бурых водных окислов железа. В зависимости от количества последних, белики то принимают различные оттенки желто-бурых цветов, то имеют светложелтую и даже белую окраску. Обычно наблюдается вертикальная перемежаемость различно окрашенных участков. Гранулометрический состав беликовых пород весьма непостоянен даже в пределах одного обнажения (10 м длиной), как это видно из следующей таблицы (в %).

№ обр.	Диаметры частиц (в мм)						
	>2,0	2,0—1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01
45В <sub>1</sub>	1,2	3,8	3,7	4,2	35,4	16,4	35,3
45В <sub>2</sub>	1,1	3,6	2,0	3,2	9,4	6,7	74

Крупный обломочный материал беликов (больше 1,0 мм) принадлежит в основном кускам нацело окремненных известняков. Они имеют различной интенсивности серый цвет и состоят из чрезвычайно плотной, криптокристаллической кремнистой массы. Иногда присутствуют тончайшие глинистые частицы и карбонатная пыль.

В более мелких фракциях (1,0—0,05 мм) наряду с кремнистыми обломками имеются радиально-лучистые агрегаты халцедона, реже — кварцина и угловатые песчинки кварца.

Тонкие фракции (от 0,05 мм и меньше) состоят из зерен кварца, радиально-лучистых агрегатов халцедона, червеобразно изогнутых пластинчатых агрегатов слюд и каолинита. Зерна кварца обычно имеют неправильные очертания, но встречаются и прекрасно образованные призматические кристаллики, всегда содержащие включения карбонатной пыли. Последняя является показателем среды, в которой росли кристаллы. В качестве аксессуарной примеси в беликах присутствуют: кластогенные — магнетит, лейкоксенизированный ильменит, рутил, гранат, анатаз, апатит, аутигенный гоацит и др.

Гоацит бесцветен, двупреломление его очень низкое, показатель светопреломления по Ng близок к 1,640, по Np — к 1,634. Обычно этот минерал образует мелкие тонкозернистые агрегаты, реже встречаются отдельные ромбоэдрические кристаллы, близкие по форме к кубу.

Гоацит считается мало распространенным в природе минералом; для пород же беликовой толщи он является обычным аутигенным образованием, связанным с гипергенными процессами в этих породах.

Бедность минеральными видами и незначительное количество тяжелой фракции в породах беликовой толщи легко находит объяснение в том, что основным источником кластического материала беликовых отложений являлись известняки, сами очень бедные тяжелыми минералами. Весьма вероятно, что небольшая часть тяжелых минералов беликов была принесена речными водами и из более удаленных районов. Однако и в этом случае при дальнем переносе сохранились лишь наиболее устойчивые минералы.

Горизонт пестроцветных и белых глин, по наблюдениям некоторых исследователей, залегает несогласно на беликах. Глины нижних слоев горизонта обладают пестрой, преимущественно красной окраской, вследствие обильного присутствия водных окислов железа. В верхних слоях глины белые, а участками серые, вследствие примеси углистых веществ.

Пестроцветные глины состоят из тонкочешуйчатого каолинита, гидроокислов железа и переменного количества зерен кварца и кремнистых агрегатов.

Белые и серые глины обычно тонко отмучены. Они состоят в основном из бесцветных пластинок каолинита, многие из которых содержат включения решетчатых агрегатов рутила (сагенита), унаследованного, видимо, от пластинок биотитовых слюд. В основной массе каолинита имеется примесь (до 15%) алевритовых и песчаных частиц кварца, чешуек слюды и зернышек сидерита. Последний является сингенетичным образованием. В качестве аксессуарной примеси присутствуют: турмалин, ставролит, роговая обманка, эпидот, магнетит и рутил.

## Верхняя континентальная толща мела

Желтый песчаный гравий, местами переходящий в галечник, залегает на размытой поверхности белых глин, поэтому относится уже к верхней континентальной толще, которая по возрасту является верхнемеловой.

Гранулометрический состав песка следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)							
	>5	5—2	2,0—1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01
43а	9,0	44,55	23,40	6,15	6,05	6,80	1,0	3,05

Крупные обломки гравийного песка не окатаны и принадлежат зернам и агрегатам зерен кварца, слюдистых кварцитов, кремнистых пород, серых и белых глин. В более мелких фракциях (0,5—0,01 мм), помимо зерен кварца, кремнистых обломков и глинистых агрегатов, имеются еще чешуйки бесцветных и бурых слюд и зернышки микроклина. Тяжелые минералы принадлежат в основном магнетиту и ильмениту (80%); в подчиненном количестве присутствуют: рутил, роговая обманка и др.

#### Морская толща верхнего мела (датский ярус)

Свита песков с прослоями песчаников. Серые с ржавыми пятнами мелкозернистые пески содержат прослой тех же по составу, но сцементированных опоковым веществом песчаников. В обнажении последние выступают в виде карнизов. В песках также наблюдается опоковый цемент, но он здесь образует лишь отдельные агрегаты (до 5 мм в диаметре), состоящие из песчаных частиц, схваченных опоковым веществом. Эти агрегаты разбросаны среди общей массы песчаного материала. Гранулометрический состав песков показывает хорошую сортировку терригенного материала, что видно из следующей таблицы (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)				Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
43	6,65	78,10	2,90	12,35	0,3
43е	0,70	77,20	4,50	17,6	0,5

Фракция 0,5—0,25 мм состоит главным образом из комочков опокового вещества, небольшого количества песчинок кварца и кремня. Фракция 0,25—0,05 мм представлена угловатыми или полуокатанными зернами кварца (65—80%), кремнистыми обломками (5—10%), зернами микроклина и плагиоклазов (8—15%), тонкоагрегатными зернами глауконита (2—5%) и комочками глинисто-опаловой массы. Встречаются обломки спикул кремневых губок. Фракция 0,05—0,01 мм состоит из кварца (11—12%), зелено-бурой слюды (10—12%), глауконита (6%) и комочков опокового вещества (до 70%). Тонкая фракция (меньше 0,01 мм) представлена мельчайшими опоковыми частицами, в меньшем количестве — глауконитом и кристалликами моноклинного цеолита.

Тяжелые минералы принадлежат ильмениту, магнетиту, эпидоту, ставролиту, дистену, роговой обманке, сфену, рутилу, турмалину, гранату, сидериту.

Состав тяжелой фракции морской свиты верхнего мела несколько отличается от состава этих же фракций ниже лежащих толщ континентального мела. Акцессорная примесь в морских песках прежде всего харак-

теризуется бoльшим разнообразием минералов, а затем явным преобладанием роговой обманки и эпидота над другими минералами, исключая группу рудных минералов и сидерита.

### Континентальные отложения неогена

На размытой поверхности морских отложений датского яруса залегают песчано-глинистые континентальные образования. Они представлены светложелтыми и темносерыми породами, в которых И. М. Покровской обнаружен неогеновый комплекс пылицы. Порода состоит из глинистого материала, песчаных и алевритовых частиц кварца, пластинок хлорита, слюд, зерен эпидота и цоизита. Породы отличаются от нижележащих свет высоким содержанием тяжелых минералов (до 15% от фракции 0,25—0,05 мм) и обилием среди последних свежих зерен эпидота и роговой обманки.

### 5. Район города Каменска

В ближайших окрестностях г. Каменска широким распространением пользуются самые нижние горизонты меловых отложений — белики. На размытой поверхности беликов здесь обычно непосредственно залегают четвертичные образования. Беликовая толща выполняет все неровности карстового рельефа древнего палеозойского фундамента. Последний представлен девонскими каменноугольными отложениями, среди которых наиболее распространены кремнеземные известняки карбона. Палеозойские слои сильно сматы, а поверхность палеозойского основания была значительно денудирована и закарстована перед началом образования беликов. В южной части района имеются выходы палеозойских порфиритов.

К нижней части беликовой толщи приурочены скопления бурых железняков, подробно изученные В. П. Рыловниковой (1936<sub>2</sub>). Благодаря обилию старых горных выработок вся толща беликов становится легко доступной изучению. Нам пришлось осмотреть только некоторые разрезы двух заброшенных рудников — Закаменного (Воронецкая гора на левом берегу р. Каменки, близ ее устья) и Мартюшевского (правый берег р. Исети, против г. Каменска).

Толща беликов залегает на известняках карбона, выполняя в них древние карстовые провалы.

В обнажениях белики дают почти отвесные, обрывистые стены, размытые дождевыми струями на отдельные вертикальные столбы. Окраска пород очень непостоянная — от совершенно белой до красной; причем границы между различно окрашенными участками обычно почти вертикальные.

Беликовые отложения представлены неотсортированным, грубообломочным материалом, слегка сцементированным тонкой мучнистой кремнисто-глинистой массой или бурыми водными окислами железа; благодаря последним белики становятся более прочными и пестро окрашенными.

Определение гранулометрического состава белой разности беликов дало следующие результаты (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)							Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
45В <sub>1</sub>	1,1	3,6	2,7	2,0	9,4	6,7	74,5	1,2

Крупнообломочный материал, встречающийся в белых разностях беликов, обычно не окатан; обломки имеют резко угловатые формы, реже встречаются полуокатанные и еще реже — окатанные обломки. Кластический материал состоит из обломков нацело окремненных известняков и молочно-белого кварца. Обломки окремненных известняков (голубовато-серые и белые) состоят из тонкозернистой кремнистой массы. В редких случаях криптокристаллическая масса кремнезема содержит карбонатную пыль.

Обычно кремнистые обломки очень крепкие; но иногда среди них попадаются такие же по внешнему виду угловатые обломки, но совершенно рыхлые, легко распадающиеся в тонкий порошок. Мелкие (0,25—0,01 мм) фракции состоят из криптокристаллических кремнистых агрегатов и различной формы зерен кварца. Последний представлен то в виде неправильно угловатых прозрачных зерен, то в виде призматических кристалликов с бипирамидально-заостренными концами. Очень часто эти кристаллики включают тонкую карбонатную пыль. Очевидно, кристаллы кварца росли в карбонатной среде. Симметричное развитие их указывает на то, что среда была достаточно податливой и не препятствовала правильному развитию кристаллических форм.

Во фракциях от 0,05 мм и меньше присутствуют кристаллы и агрегатные зерна гояцита.

Самые тонкие (меньше 0,01 мм) фракции беликов состоят главным образом из мельчайших кварцевых частиц, затем имеются глинистые и слюдяные чешуйки, каолинит и кристаллики гояцита.

Тяжелые минералы, выделенные из фракции 0,25—0,05 мм, принадлежат в основном сидериту, затем водным окислам железа и магнетиту. В значительно меньшем количестве присутствуют: рутил, дистен, пикотит. Сидерит встречается в изометричных и продолговатых агрегатных зернах. Некоторые зерна окислены. Сидерит является здесь, видимо, аутигенным минералом.

## 6. Район села Волковского (на реке Исети)

На правом берегу р. Исети, в 12 км ниже г. Каменска, имеется два глубоких лога — Красный и Белый, в которых прекрасно обнажена вся серия молодых пород, слагающих этот берег.

Палеозойское основание сложено известняками (преимущественно), диабазами, диабазовыми порфиритами и их туфами. Известняки окремнены, сильно сматы, закарстованы и выступают на дневную поверхность в устьях оврагов, а также вскрыты в крупной каменоломне, расположенной между оврагами.

Порфириты и другие изверженные породы развиты главным образом восточнее указанных оврагов, и лишь в устье Белого лога, в правом борту имеется небольшой выход порфиритов. Обычно эффузивно туфогенная толща покрыта глинистой (каолинитовой) корой выветривания.

Молодые отложения начинаются толщей беликов, которые представлены внизу щебенчатыми, а сверху глинистыми разностями. Мощность беликов доходит до 6 м.

Над беликами идут пестроцветные глины, переходящие кверху в бурокрасные, которые содержат выделения гидраргиллита и нераскristаллизованного алюмогеля.

На красные глины трансгрессивно налегают морские отложения датского яруса верхнего мела. Они представлены внизу пачкой кварцевых

песков около 4 м мощности, а сверху — пачкой зеленовато-серых глауконитовых песков с двумя прослоями песчаников. Общая мощность глауконитовых песков близка к 8 м.

Выше по склонам оврагов идут пески (делювиальные) с обилием обломков опок. По данным В. П. Рыловниковой (1936<sub>3</sub>) и Л. М. Миропольского (1934<sub>1</sub>), вблизи оврагов имеются и коренные выходы этих опок.

В описываемом районе молодые отложения залегают не горизонтально. Углы падения слоев в некоторых местах достигают 58°. На первый взгляд может создаться впечатление, что все эти слои образуют сложные, складчатые структуры. Однако отдельные элементы этой складчатости не имеют выдержанной и правильной ориентировки, свойственной пликативным формам тектонического происхождения. Нарушенное залегание слоев скорее обусловлено здесь явлениями карста и оползней.

### Континентальные осадки нижнего мела

В устьях оврагов белики образуют высокие обрывистые склоны, подразделенные вертикальными рытвинами на столбы и массивы с белой и темнобурой окраской. У подножья склонов и в русле Белого лога выступают крупные каравай сидерита и бурого железняка. В толще беликов встречаются отдельные корочки и стяжения бурого железняка. В верхнем горизонте беликов наблюдаются значительные скопления углистых остатков. Здесь И. М. Покровская обнаружила пыльцу, позволяющую отнести свиту беликов к нижнему мелу не моложе апта, т. е. скорее всего к неокому. По составу и структуре белики этого района заметно отличаются от беликов Каменского и Троицко-Байновского районов. По внешнему виду — это белые, палевые, полурыхлые глинистые породы. Здесь нет того обилия грубообломочного материала твердых пород, которое наблюдалось в беликах описанных выше районов.

Механические анализы трех образцов из этой толщи дали следующие результаты (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)							Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	5—2	2—1	1,05	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
26а	0,5	1,4	1,6	1,7	8,4	8,4	78	0,99
26в	3,6	2,5	3,8	4,2	22,4	6,9	56,6	6,6
44с <sub>1</sub>	1,5	2,5	4,5	6,8	35,6	13,0	36,1	0,48

Фракции 5,0—1,0 мм состоят главным образом из глинистых комочков, затем имеются кремнистые агрегаты, углистые частицы, зерна кварца и пластинки бесцветной слюды. Фракции 1,0—0,25 мм имеют тот же минеральный состав, но здесь кварца и углистых частиц больше. Фракции меньше 0,25 мм состоят в основном из тонкочешуйчатого каолинита (агрегаты и отдельные пластинки). Встречаются единичные и агрегатные зерна кварца.

Тяжелые минералы представлены рудными зернами, рутилом, сфеном, анатазом, доломитом и составляют около 0,5% фракции 0,25—0,05 мм. Рудные минералы относятся к гидроокислам железа, магнетиту и пириту.

Толща красных глин. Темнокрасные с редкими белыми пятнами плотные глинистые породы, несколько жирные наощупь. Вверх

по разрезу наблюдается постепенное обогащение глин песчаным материалом. Самый верхний слой этой толщи имеет следующий гранулометрический состав (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)							Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
25a <sub>3</sub>	2,6	2,2	1,8	2,0	31,1	6,0	54,3	2,0

Фракции 5,0—0,25 мм состоят из стяжений и неправильных зерен бурого железняка, окатанных зерен кварца, агрегатов хлорита (с *n*, близким к 1,638). Фракция 0,25—0,05 состоит из кварца (ожеженных агрегатных зерен) и кислого плагиоклаза. Фракции меньше 0,05 мм состоят из тонкочешуйчатых глинистых минералов (сильно пропитанных гидроокислами железа), пылинок кварца и мелких частиц лимонита. Тяжелые минералы составляют заметное количество во фракции 0,25—0,05 мм, вследствие обилия водных окислов железа и сидерита. Терригенные же акцессорные минералы в этой фракции играют подчиненную роль и относятся к ставролиту, дистену, турмалину, роговой обманке, гранату, сфену, эпидоту. Местами эти красные глинистые породы содержат свободные гидраты глинозема.

#### Отложения морского верхнего мела

Пачка кварцевых песков. Нижние слои этой пачки окрашены в густой буро-красный цвет и несколько более грубообломочны, чем верхние слои. Последние менее ожежены и содержат большое количество пелитового материала. Этот переход происходит постепенно. Гранулометрический состав песков следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)								Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	>5	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
25c <sub>2</sub>	—	—	—	—	29,5	49,5	5,5	15,5	0,4
25c <sub>1</sub>	—	—	—	—	16,4	66,4	5,6	11,6	0,3
25c	4,1	4,8	7,6	4,8	23,6	38,3	7,0	10,8	0,5
25c <sub>1</sub>	—	0,5	0,7	1,0	4,5	80,0	1,2	12,1	0,4
25c <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	94,5	0,1	5,4	0,6

Фракции 5,0—0,5 мм состоят из окатанных зерен кварца (сильно ожеженных), обломков кремнистых глин, бокситов, кремнистых известняков и яшмовидных пород. Мелкие и тонкие фракции (меньше 0,25 мм) состоят из полуокатанных и угловатых зерен кварца, обломков кремнистых пород, тонкочешуйчатых агрегатов и пластинок слюд, хлорита, глинистых частиц. Все минералы густо пропитаны водными окислами железа. Тяжелая фракция представлена (не считая гидроокислов железа): эпидотом, глаукофаном, магнетитом, дистеном, ставролитом, энстатитом, гранатом, рутилом, сфеном. Пески верхнего слоя этой пачки отличаются от нижних слоев присутствием в тонких фракциях кристалликов моноклинного цеолита и шарообразных сростков светлозеленого хлорита.

Пачка глауконитовых песков. Здесь так же, как и в нижележащей пачке песков, заметно постепенное уменьшение вверх по разрезу крупности кластического материала и увеличение количества глинистой фракции. Гранулометрический состав этих песков следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)				Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
27	4,9	71,2	8,3	15,6	0,7
25	23,1	37,9	16,6	22,4	0,6

Фракции 2,0—0,5 мм состоят из окатанных (полированных) зерен прозрачного и молочно-белого кварца и окатанных обломков черного кремня. Некоторые зерна кварца пронизаны по трещинкам и окутаны оболочкой глауконита. Фракции 0,5—0,05 мм состоят из кварца (50%), глауконита (40%), плагиоклазов (5%) и спикул кремневых губок (5%). Во фракции 0,05—0,01 мм глауконит преобладает над кварцем. Фракции меньше 0,01 мм состоят из глауконита, галуазита, слюд, пылинок кварца и бесформенных опаловых частиц, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Глауконит в этих песках ярко зеленый, тонкоагрегатный, свежий. Он то дает овальные или неправильные, но с мягкими очертаниями зерна, то явно образует псевдоморфозы по органическим остаткам, т. е. приобретает формы спикул кремневых губок. Тяжелая фракция составляет, примерно, 0,5—0,8%. Она состоит из рудных зерен (магнетит, пирит), эпидота, антофиллита, сфена, ставролита, дистена, граната, пикотита, глаукофана, рутила, титаносодержащих минералов и др. Тяжелая фракция отличается от фракции песков подстилающей свиты повышенным содержанием антофиллита и уменьшением количества щелочной роговой обманки.

## 7. Район села Соколовского (на правом берегу реки Исети)

Данные о геологическом строении района мы находим в работах Н. И. Архангельского (1941), В. М. Федорова (1935, 1936), Б. П. Кротова и Т. И. Столяровой (1942), В. А. Вахрамеева (1946) и в других. Геологический разрез мезозойской толщи пород для этого района рисуется следующим образом. На складчатом палеозое, представленном порфиритами и, реже, известняками, трансгрессивно залегают туфогенные песчано-глинистые отложения верхнего триаса. На размытой и покрытой древней корой выветривания поверхности палеозоя и триаса лежит континентальная свита нижнего мела. Эта свита представлена внизу — серыми лигнитовыми глинами, вверху — пестроцветными (пятнистыми) и красными глинами. Последние содержат в своем составе гидроокислы железа и свободные гидраты глинозема.

Выше, несомненно лежат углисто-глинистые отложения верхней континентальной свиты мела. Местами, в основании этой свиты, глина содержит гальки пород нижней свиты. Верхнемеловая и затем палеоценовая трансгрессия сильно размыли, а участками и полностью уничтожили отложения верхней континентальной свиты. Морские отложения верхнего мела и палеоцена представлены песчаными осадками.

Среди всего комплекса осадочных образований мезозоя и палеоцена, развитых в описываемом районе, наиболее детально, с точки зрения петрографии, были изучены континентальные отложения мела (Б. П. Кротов, Е. В. Рожкова, М. В. Соболева, А. К. Гладковский, А. К. Шарова, М. Ф. Терентьева, Д. С. Белянкин, Б. В. Иванов и В. В. Лапин и др.). Слабее описаны в литературе (в смысле петрографии) осадки, покрывающие отложения континентального мела, именно — морские осадки датского яруса и палеоцена.

При нашем посещении района наиболее доступными для наблюдений оказались как раз эти морские осадки. Здесь по некоторым обнажениям нами собран материал, характеризующий довольно полно весь послыйный разрез морских осадков мезозоя. Напротив, сколько-нибудь интересного материала, дополняющего уже существующие литературные данные по петрографии континентальных свит мела, нам собрать не удалось; поэтому глинистые и другие породы этих свит в нашей работе описаны коротко.

Нижняя континентальная свита начинается темносерыми лигнитовыми глинами. По данным В. А. Вахрамеева, в низах этих глин встречаются обломки сланцев верхнего триаса. Мощность глинистой пачки не превышает 4—5 м. Над этой пачкой глин идут буро-красные глинистые породы, состоящие из каолинита, водных окислов железа и переменного количества свободных гидратов глинозема. Породы содержат примесь алевритового и песчаного материала, а также новообразования сидерита и пирита. Из нижних слоев красных глинистых пород А. Н. Криштофовичем были определены отпечатки папоротников *Matonidium Goeperti* Schenk и хвойных *Cyparissidium gracile* Heer, а И. М. Покровской обнаружена пыльца некоторых хвойных: *Pinus* sp., *Pinus* из подрода *Haploxyton* и *Abies*. Все это указывает на нижний мел, вероятно, древнее апта.

Красные глинистые породы местами имеют своеобразное и сложное строение. В них различаются: буро-красная основная масса и погруженные в нее темнокрасные стяжения гематита и лимонита. Основная масса состоит из тонкопластинчатого каолинита, аморфных и в различной степени раскристаллизованных выделений гидратов глинозема и железа. Встречаются изотропные и раскристаллизованные образования светложелтого железистого хлорита. Алюмогели при раскристаллизации дают или крипто-кристаллический агрегат гиббсита с неясно индивидуализированными зернышками, или агрегат призматических, прекрасно образованных кристаллов гиббсита. Они бесцветны, проявляют полисинтетическое двойниковое строение. В некоторых случаях в поперечных шестигранных сечениях гидраргиллитовых иголок наблюдаются секторальные двойники. Кристаллы гиббсита обычно выполнены все каверны, пустоты и трещинки в породе.

Верхняя континентальная свита мела в описываемом районе имеет весьма ограниченное распространение и представлена пачкой темносерых и черных углистых песчано-глинистых пород. Мощность пачки колеблется в пределах 0—5 м. Породы этой пачки то лежат на размытой поверхности пород нижней свиты, то трансгрессивно налегают на сланцы рэта. В основании песчано-глинистой пачки, по А. К. Гладковскому, а также по Б. П. Кротову и Т. И. Столяровой (1942), нередко встречаются гальки нижележащих пород. Песчано-глинистые породы рассматриваемой пачки содержат большое количество пылевидного углистого вещества и крупных обрывков обугленных растительных остатков. И. М. Покровская обнаружила здесь богатый комплекс пыльцы, характерный для верхнего мела (сеноман — нижний сенон). По своему минеральному составу породы этой пачки характеризуются чрезвычайным однообразием. Песчаные, алевритовые и частью пелитовые частицы принадлежат главным образом

кварцу; очень редко встречаются зерна полуразложившихся полевых шпатов и обломки кремнистых агрегатов. Глинистая фракция пород содержит, помимо углистого материала, тонкочешуйчатый глинистый материал. Встречаются также неправильные стяжения серного колчедана, который иногда развивается и в обугленных растительных остатках. В редких случаях в сильно углистых песчано-глинистых породах описываемой пачки встречается опал в виде мелких, неправильных образований.

Отложения датско-палеоценовых морей трансгрессивно налегают на разные горизонты континентальных свит мела. Хорошие выходы этих отложений на дневную поверхность наблюдаются в склонах берегов р. Исети и ее притоков — рек Колчеданки и Грязнушки. Наиболее полный разрез можно видеть в обнажении левого берега р. Колчеданки. Здесь, против родника (под дер. Колчедан), в русле речки находятся красные глинистые породы, служащие, видимо, водоупорным горизонтом. Над этими глинами, почти у самого уреза воды начинаются морские отложения, которые слагают весь склон. Мощность этих отложений доходит до 25 м.

В серии морских осадков выделяются здесь две разновозрастные толщи: нижняя толща мощностью около 16 м, относящаяся к датскому ярусу, и верхняя (мощностью около 8 м), имеющая палеоценовый возраст.

Разрез нижней толщи следующий (снизу вверх):

	Мощность (в м)
1. Тонкие светлосерые пески, в верхней части слегка спемнтированные, с пятнами, разводами и натечными образованиями бурых гидроокислов железа . . . . .	Около 5
2. Пачка темносерых очень крепких, сильно кремнистых грубых песчаников с линзами и неправильными участками полимиктового конгломерата из окатанной гальки различных пород . . . . .	Около 2
3. Рыхлые зеленовато-серые и серые мелкозернистые пески с прослоями (мощностью по 0,5 м) зеленовато-серых песчаников с опоковым цементом . . . . .	Примерно 9,0—9,5

Гранулометрический состав песков из нижней пачки (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)				Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
12 <sub>1</sub>	—	76,5	1,1	22,4	2,0
12 <sub>2</sub>	0,3	89,2	0,8	9,7	0,6
106	1,2	90,4	5,0	3,4	0,12
106 <sub>1</sub>	1,6	80,5	1,1	16,8	1,0

Фракция 0,25—0,05 мм принадлежит зернам кварца (80—85%), тонкоагрегатным зернам глауконита (6%), кремнистым агрегатам (5%) и зернам полевых шпатов (4—6%), относящимся к микроклину и альбиту. Некоторые зерна кварца потеряли первоначальный обломочный облик, вследствие появления на них регенерационной каемочки вторичного кварца.

Во фракции 0,05—0,01 мм количество глауконита больше. Здесь присутствуют: кварц (69%), глауконит (20%), кремнистые агрегаты (5%) и полевые шпаты (6%). Минеральный состав тонких фракций (меньше

0,01 мм) песков заслуживает специального внимания. Вся фракция принадлежит чешуйкам зеленого хлорита и бесцветным, прекрасно образованным кристалликам моноклинного цеолита из группы морденита. Иногда эти кристаллики включены в пластинки хлорита. Хлорит в проходящем свете зеленый, при скрещенных николях проявляет почти полную изотропность; показатель светопреломления его близок к 1,683. Кристаллы цеолита совершенно бесцветны. Облик кристаллов призматический; Ng и Nm близки к 1,487, Np — к 1,483. Удлинение минерала отрицательное.

Над описанной пачкой цеолитоносных песков лежат грубые песчаники с включениями конгломерата. Пачка этих пород обнажается в береговом обрыве речки Колчеданки и в заброшенной каменоломне на правом берегу р. Исети около дер. Грязнухи. Пачка характеризуется полимиктовым составом кластического материала, весьма прихотливым распределением его в цементирующей массе и полным отсутствием сортировки этого материала по величине обломков. Галечный и грубопесчаный материал обычно окатан, мелкие песчаные зерна и алевритовые частицы почти не окатаны. Кластический материал описываемых пород принадлежит кварцу, обломкам кремнистых пород (иногда это обломки кремнисто-глинистых пород с радиоляриями), порфиритов, кварцевых порфиров, а также обломкам кристаллических сланцев (агрегаты кварца, цоизита, эпидота и др.) и кварц-полевошпатовых агрегатов (часто с микропегматитовой структурой).

Среди песчаного и алевритового материала имеются окатанные зерна яркозеленого глауконита (с тонкоагрегатным строением). Обломочные зерна погружены в плотную темную массу, состоящую из тончайшего глинистого материала и опалового вещества. Имеются спиккулы кремневых губок и обрывки панцирей диатомей. Местами спиккулы образуют значительные скопления, хорошо заметные невооруженным глазом.

Верхняя пачка нижней толщи морских осадков, представленная зеленовато-серыми песками с прослоями песчаников, обнажается на левом склоне речки Колчеданки и в береговом обрыве р. Грязнухи, в месте впадения ее в р. Исеть.

Рыхлые или слабо сцементированные зеленовато-серые пески имеют следующий гранулометрический состав (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)								Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	>5	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
18a	—	—	—	—	13,6	46,0	5,1	35,3	0,3
12 <sub>1</sub>	—	1,5	7,0	5,6	5,8	58,4	3,7	18,0	0,6

Фракция 0,25—0,05 мм представлена зернами кварца (55—65%), глауконита (30—35%), кремнистых агрегатов (2,5—5%) и полевых шпатов (2,5—5%). Здесь же встречаются обломки спиккул и кремневых губок и округлые скелеты диатомовых водорослей. Фракция 0,05—0,01 мм состоит в основном из комочков опалового вещества и зернышек глауконита. Фракции меньше 0,01 мм содержат пылевидные опаловые тельца, шарообразные зернышки глауконита, глинистые частицы и кристаллики моноклинного цеолита.

Песчаники из твердых прослоев описываемой пачки слоев сложены тем же по составу кластическим материалом, который перечислен для рыхлых песков. Цементом служит тонкая смесь опала с глинистыми частицами. В этой опоковой массе встречаются мелкие агрегатные скопления кристалликов цеолита. При этом опаловое вещество заполняет пространства между кристалликами цеолита, что указывает на более позднее образование цемента, по сравнению с возникновением цеолитовых агрегатов.

Тяжелые фракции из песчаных пород нижней морской толщи характеризуются высоким содержанием рудных зерен (ильменит, магнетит и пирит) и эпидота (до 30%); в подчиненном и переменном количестве присутствуют рутил, сфен, турмалин, гранат, дистен, роговая обманка и др.

Породы верхней толщи морских осадков, относящиеся уже к палеоцену, обнажаются по речкам Колчеданке и Грязнухе. Они представлены песчанистыми опоками с прослоями рыхлых, глинистых песков.

Песчанистые опоки по внешнему виду темносерые, плотные, с занозистым изломом. В обнажениях они сильно трещиноватые; при выветривании белеют. Основная масса этих пород состоит из тонкой смеси мельчайших изометричных опаловых телец и глинистых частиц. В ней рассеяны мелкие кристаллики моноклинного цеолита; последние иногда дают небольшие скопления. В основной опоковой массе пород неравномерно распределен плохо отсортированный песчаный материал (встречаются даже мелкие гальки). Кластический материал принадлежит кварцу, кремнистым обломкам, полевым шпатам, чешуйкам хлорита и слюды и тонкоагрегатным зернам глауконита. Встречаются обломки спикул кремневых губок.

Среди толщи опок имеются прослой рыхлых или слабо сцементированных песков. Гранулометрический состав их следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)								Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	>5	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
12a	—	—	—	—	—	65,0	5,3	29,7	0,8
12c	25,8	10,6	8,8	4,5	5,8	13,2	3,8	27,5	0,9

Песчаные фракции принадлежат зернам кварца (60%) и глауконита (40%). В глинистых фракциях присутствуют чешуйки хлорита, опаловые тельца, глинистые частицы, глауконит и цеолит.

Тяжелые фракции как в самих опоках, так и в песках представлены главным образом рудными зернами (пирит, магнетит); в ничтожных количествах присутствуют эпидот (до 5%), рутил, гранат и др.

## 8. Район среднего течения реки Синары

Район среднего течения р. Синары, расположенный в 36—40 км южнее г. Каменска, характеризуется большим развитием мощных толщ нижне- и верхнемеловых отложений.

В геологическом отношении район исследовали геологи Н. Ф. Мамаев, А. А. Пронин и В. А. Вахрамеев. Последний разработал четкую стратиграфическую колонку меловых отложений, составил детальную геологическую карту молодых отложений и т. д.

Палеозойские породы района сложены в крупную синклиналиную складку, вытянутую примерно в меридиональном направлении и осложненную на крыльях мелкой вторичной складчатостью. Наиболее древними отложениями, вскрытыми эрозией, являются верхнесилурийские известняки, глинистые сланцы, порфириды и их туфы. Выше идут ниже- и среднедевонские известняки, содержащие прослой порфиритов и их туфов. Заканчивается разрез верхнего палеозоя толщей пестроцветных отложений (мергели, глинистые известняки, песчаники и пр.).

На дислоцированном и сильно размытом палеозойском основании залегает толща меловых и палеоценовых отложений, мощность которой сильно колеблется, не превышая, однако, 100—120 м. Весь комплекс молодых отложений (исключая четвертичный покров) делится на две резко отличные в фациальном отношении толщи: нижнюю — континентальную и верхнюю — морскую. В свою очередь нижнюю толщу В. А. Вахрамеев подразделяет на нижнюю (нижний мел) и верхнюю (верхний мел) континентальные свиты, между которыми этот автор констатирует перерыв. Верхняя морская толща, как и в других местах Каменско-Синарского района, в своей нижней части (пески) относится к датскому ярусу, а в верхней (опоки) — к палеоцену.

Перейдем к описанию перечисленных выше толщ, различая, согласно В. А. Вахрамееву, две трансгрессивные свиты в толще континентального мела.

#### Нижняя континентальная свита мела

Мощность этой свиты, которая относится по возрасту к нижнему мелу, по В. А. Вахрамееву, колеблется в очень широких пределах: от 0 до 60—70 м. Следует отметить, что поверхность палеозойского основания к началу мелового седиментационного цикла имела весьма прихотливый, неровный рельеф, который был обусловлен региональным развитием карста, вследствие доминирующей роли известняков среди пород, слагающих палеозойский фундамент. К самым нижним горизонтам континентального мезозоя в описываемом районе относятся несортированные обломочные образования, так называемые белики. Грубообломочные белики Синарского района, в общем, по своему составу и условиям залегания сходны с беликами Каменского и Троицко-Байновского районов. Глинистые белики были встречены нами на правом берегу р. Синары, близ Карнаевской мельницы, где они лежат на неровной поверхности окремнелых и доломитизированных известняков палеозоя, представляя собой пестроокрашенные бурыми водными окислами железа пелитоморфные породы. Они содержат включения неправильных обломков бурого железняка.

Механические анализы образцов из этих глинистых образований показали следующий гранулометрический состав (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)							Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
1—4	2,9	7,6	11,8	7,3	22,6	4,0	43,8	7
1—2	6,7	7,0	6,4	5,7	18,7	4,8	50,7	6,0
1—5	4,3	5,6	4,2	3,0	17,3	5,1	60,5	4,0

В крупных фракциях (5,0—0,5 мм) присутствуют угловатые обломки кремненных известняков, зерна кварца и обломки бурых железняков. Фракции 0,5—0,05 мм представлены в основном угловатыми зернами кварца, реже встречаются тонкозернистые, кремнистые агрегаты и единичные зерна полевого шпата. Фракции от 0,05 мм и меньше содержат зерна и прекрасные кристаллы кварца, чешуйки каолинита, бурые частицы водных окислов железа и агрегатные и единичные кристаллики гояцита. Количество последнего во фракции 0,05—0,01 мм иногда доходит до 5—8%. Аксессуарная примесь в беликовых отложениях обычно составляет лишь 0,5% от фракции 0,25—0,05 мм. До 78% этой примеси падает на долю рудных зерен (пирит, гидроокислы железа, магнетит), затем в постоянном количестве присутствует рутил (8—11%); редко встречаются зерна граната, турмалина и дистена. Характерной особенностью тяжелой фракции из беликов является присутствие аутигенных кристалликов гояцита, вследствие чего повышается общее содержание тяжелых минералов.

Над беликами идут пестроцветные глинистые породы мощностью до 10—15 м. Внешне они желтые и бурые с белыми пятнами; легко режутся ножом. Гранулометрический состав их: фракция 0,25—0,05 мм составляет 12,7%, фракция 0,05—0,01 мм — 11,2% и фракция меньше 0,01 мм — 76,1%. На основании этих данных породы могут быть названы алевропелитами. Основная масса алевропелитов состоит из тонкочешуйчатого глинистого материала (каолинит и, редко, галуазит) и пропитана бурыми гидроокислами железа. В эту массу включены мельчайшие, пылевидные, частички кварца, слюд, хлорита, а также алевритовые и даже песчаные зернышки кварца, кремнистых агрегатов, полевых шпатов (кислые плагиоклазы) и пластинки слюд. Тяжелые минералы составляют около 8,0% фракции 0,25—0,05 мм. Однако такое сравнительно высокое содержание их объясняется обилием в породе аутигенных образований гидроокислов железа, а не кластических зерен. Последние представлены рутилом, титаносодержащими минералами, роговой обманкой, турмалином.

Над пестроцветными алевропелитами лежат красные глины (мощность 3—4 м). Местами среди этих глин встречаются белые каолиновые глины. Красные глины по своему минеральному составу близки к подстилающим их пестроцветным глинистым породам и отличаются от последних главным образом обилием гидроокислов железа и присутствием свободного глинозема.

Белые глины состоят в основном из пластинчатых агрегатов каолинита. В них имеется примесь песчаных зерен кварца и иногда значительное количество веретенообразных и неправильных зерен сидерита.

## Верхняя континентальная свита мела

Верхняя континентальная свита мела лежит трансгрессивно на размывтой поверхности нижней свиты. Она представлена речными и озерными образованиями.

На правом берегу р. Синары, против поселка Новый Быт, имеется расчистка, которая вскрывает свиту разнозернистых белых песков речного происхождения, мощностью около 12 м. Пески эти залегают на известняках палеозоя. Гранулометрический состав их очень изменчив. Наблюдается частая перемежаемость слоев с различной крупностью кластического материала. Отчетливо заметна косая слоистость и быстрое выклинивание отдельных слоев.

Послойный гранулометрический состав песков (в %; обр. За — самый нижний слой):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)								Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	>5	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
Зс <sub>5</sub>	—	—	3,9	2,9	2,8	41,4	6,0	43,0	0,95
Зс <sub>4</sub>	1,9	7,2	14,2	17,4	12,6	18,3	1,9	26,5	1,5
Зс <sub>3</sub>	4,8	11,1	7,3	7,9	19,0	38,0	3,6	8,3	1,0
Зс <sub>2</sub>	—	—	10,2	10,0	17,6	32,0	4,2	26,0	3,4
Зс <sub>1</sub>	7,1	15,1	11,2	6,8	17,0	23,8	1,9	17,1	0,52
Зв <sub>2</sub>	—	—	—	1,2	6,3	59,0	1,1	32,4	0,71
Зв <sub>1</sub>	—	—	2,1	3,0	7,9	35,6	7,8	43,6	2,2
За <sub>4</sub>	18,6	3,6	10,5	20,7	16,3	19,3	1,5	9,5	0,32
За <sub>3</sub>	—	—	1,7	1,8	9,0	51,2	2,9	33,4	5,0
За <sub>2</sub>	28,0	22,5	11,4	6,2	9,4	10,3	1,4	10,8	1,5
За	—	12,8	9,9	7,7	19,9	26,4	1,6	21,7	1,5

Кластический материал принадлежит в основном прозрачным зернам кварца, обломкам кремнистых и кварцитовидных пород, пластинкам бесцветных и зеленых слюд. Последние имеют форму червеобразных агрегатов и принадлежат гидратизированному биотиту. Тяжелая фракция состоит главным образом из рудных зерен, но иногда в ней в большом количестве встречаются зерна сидерита. Среди прочих минералов присутствуют рутил, турмалин и др. Рудные зерна относятся к магнетиту и бурым водным окислам железа. Последние очень часто являются результатом окисления сидерита и нередко даже сохраняют внешние формы сидеритовых зерен.

Второй выход свиты речных песков верхней континентальной свиты мела наблюдался нами в правом склоне берега р. Синары, против дер. Нижней. Здесь вдоль высокого крутого берега тянется обнажение песков и глин. На размытой поверхности красноцветных глин залегают разнозернистые пески с прослоями плотных песчаников, сцементированных гидроокислами железа. Мощность песчаной пачки около 5 м. В нижних частях пачки встречаются обломки подстилающих пород, которые указывают на трансгрессивное налегание этой пачки на слои красноцветных глин. Пески описываемой пачки окрашены водными окислами железа в желтый и бурый цвета. Нижние слои пачки состоят из грубого, гравийно-песчаного материала; сверху он становится более тонким, и верхние слои пачки уже являются песчано-глинистыми. Механические анализы песков дали следующие результаты (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)							Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
6а <sub>2</sub>	—	—	—	2,5	54,8	5,3	37,4	3,2
6а	15,1	22,6	15,88	15,2	25,2	1,1	5,0	2,3
6в	—	—	3,2	4,6	40,2	5,6	46,4	2,8
30с	12,8	9,0	8,6	19,0	27,3	1,3	22,0	1,5

Крупные фракции песков принадлежат малоокатанным обломкам кварца и тонкозернистым кремнистым агрегатам; встречаются пластинки бесцветных слюд. Кластические зерна обычно сильно ожелезнены. Мелкие и тонкие фракции состоят из глинистых частиц, пластинок и зерен водных

окислов железа и пылинок кварца. Тяжелые минералы этих песков вполне сходны с таковыми же из речных песков, обнаженных против пос. Новый Быт. Доминирующая роль среди тяжелых минералов принадлежит гидроокислам железа и сидериту; как ничтожная примесь встречаются зерна рутила, турмалина и анатаза.

Озерные отложения верхней континентальной свиты мела начинаются пачкой пестроцветных (белые, желтые, бурые) глинистых пород, которые в нижних слоях содержат бобовины бурого железняка, а сверху имеют линзы, обогащенные железо-бокситовыми минералами. Мощность всей этой пачки доходит до 5—6 м. Выше лежит вторая пачка озерных отложений. Она представлена серыми слюдистыми песками и песчанистыми глинами, которые обогащены обугленными и пиритизированными древесными остатками и стяжениями пирита. Мощность пачки доходит до 10 м. Породы пачки пестроцветных глин имеют то светлосерые, почти белые цвета, то светлооранжевую и разных оттенков бурю окраску. По данным гранулометрического анализа, они относятся к алевроитовым аргиллитам (или алевропелитам), что видно из следующей таблицы (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)			
	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01
30	—	33,7	8,9	57,4
30е	12,0	33,7	7,7	46,6
30	4,3	32,9	14,3	48,5
30	2,2	11,8	12,4	73,6
6	—	44,6	5,5	49,9

Основная масса красноцветных глин состоит из тонкочешуйчатого каолинита и бурых гидроокислов железа. В этой основной массе рассеяны пылевидные зернышки кварца и пластинки аллофана. Песчаный материал распределен в породе очень неравномерно. Он принадлежит главным образом кварцу и бесцветным или зеленоватым пластинкам слюд. Изредка встречаются зернышки полевых шпатов. Породы описываемой пачки снизу вверх постепенно обогащаются свободными гидратами окислов алюминия. Сначала (в нижних горизонтах) происходит образование в глинистой массе мелких ( $d = 1,0—1,5$  мм) коричневатых и серых сгустков. Эти сгустки представляют собой агрегаты алевроитовых и пелитовых частиц, сцементированных гиббситом. Затем, вверх по разрезу, количество гиббсита увеличивается. Нередко в красноцветной глине присутствуют бобовины бурого железняка. Тяжелые фракции из пород описываемой пачки глинистых пород (озерные отложения) отличаются по своему минеральному составу от тяжелых фракций нижележащих речных песков высоким содержанием зеленой роговой обманки (до 35%) и минералов эпидото-цоизитовой группы (до 48%).

Резкое различие в составе тяжелых фракций из пород озерных и речных отложений находит объяснение в следующем. Речные отложения, представленные разнообразными по гранулометрическому составу песками, образованы накоплением кластического материала, принесенного речными водами из далеких областей. Следовательно, в речных отложениях должны преобладать наиболее устойчивые при выветривании и переносе кластические зерна: кварц, кремнистые агрегаты, рутил турмалин. В озерные же бассейны сносились в большом количестве продукты разрушений окружающих пород. Эти продукты попадали в водоемы при помощи ветра,

Послойный гранулометрический состав песков (в %; обр. За — самый нижний слой):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)								Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	>5	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
Зс <sub>5</sub>	—	—	3,9	2,9	2,8	41,4	6,0	43,0	0,95
Зс <sub>4</sub>	1,9	7,2	14,2	17,4	12,6	18,3	1,9	26,5	1,5
Зс <sub>3</sub>	4,8	11,1	7,3	7,9	19,0	38,0	3,6	8,3	1,0
Зс <sub>2</sub>	—	—	10,2	10,0	17,6	32,0	4,2	26,0	3,4
Зс <sub>1</sub>	7,1	15,1	11,2	6,8	17,0	23,8	1,9	17,1	0,52
Зв <sub>2</sub>	—	—	—	1,2	6,3	59,0	1,1	32,4	0,71
Зв <sub>1</sub>	—	—	2,1	3,0	7,9	35,6	7,8	43,6	2,2
За <sub>4</sub>	18,6	3,6	10,5	20,7	16,3	19,3	1,5	9,5	0,32
За <sub>3</sub>	—	—	1,7	1,8	9,0	51,2	2,9	33,4	5,0
За <sub>2</sub>	28,0	22,5	11,4	6,2	9,4	10,3	1,4	10,8	1,5
За	—	12,8	9,9	7,7	19,9	26,4	1,6	21,7	1,5

Кластический материал принадлежит в основном прозрачным зернам кварца, обломкам кремнистых и кварцитовидных пород, пластинкам бесцветных и зеленых слюд. Последние имеют форму червеобразных агрегатов и принадлежат гидратизированному биотиту. Тяжелая фракция состоит главным образом из рудных зерен, но иногда в ней в большом количестве встречаются зерна сидерита. Среди прочих минералов присутствуют рутил, турмалин и др. Рудные зерна относятся к магнетиту и бурым водным окислам железа. Последние очень часто являются результатом окисления сидерита и нередко даже сохраняют внешние формы сидеритовых зерен.

Второй выход свиты речных песков верхней континентальной свиты мела наблюдался нами в правом склоне берега р. Синары, против дер. Нижней. Здесь вдоль высокого крутого берега тянется обнажение песков и глин. На размытой поверхности красноцветных глин залегают разнозернистые пески с прослоями плотных песчаников, сцементированных гидроокислами железа. Мощность песчаной пачки около 5 м. В нижних частях пачки встречаются обломки подстилающих пород, которые указывают на трансгрессивное налегание этой пачки на слои красноцветных глин. Пески описываемой пачки окрашены водными окислами железа в желтый и бурый цвета. Нижние слои пачки состоят из грубого, гравийно-песчаного материала; сверху он становится более тонким, и верхние слои пачки уже являются песчано-глинистыми. Механические анализы песков дали следующие результаты (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)							Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
6а <sub>2</sub>	—	—	—	2,5	54,8	5,3	37,4	3,2
6а	15,1	22,6	15,88	15,2	25,2	1,1	5,0	2,3
6в	—	—	3,2	4,6	40,2	5,6	46,4	2,8
30с	12,8	9,0	8,6	19,0	27,3	1,3	22,0	1,5

Крупные фракции песков принадлежат малоокатанным обломкам кварца и тонкозернистым кремнистым агрегатам; встречаются пластинки бесцветных слюд. Кластические зерна обычно сильно ожелезнены. Мелкие и тонкие фракции состоят из глинистых частиц, пластинок и зерен водных

окислов железа и пылинок кварца. Тяжелые минералы этих песков вполне сходны с таковыми же из речных песков, обнаженных против пос. Новый Быт. Доминирующая роль среди тяжелых минералов принадлежит гидроокислам железа и сидериту; как ничтожная примесь встречаются зерна рутила, турмалина и анатаза.

Озерные отложения верхней континентальной свиты мела начинаются пачкой пестроцветных (белые, желтые, бурые) глинистых пород, которые в нижних слоях содержат бобовины бурого железняка, а сверху имеют линзы, обогащенные железо-бокситовыми минералами. Мощность всей этой пачки доходит до 5—6 м. Выше лежит вторая пачка озерных отложений. Она представлена серыми слюдистыми песками и песчанистыми глинами, которые обогащены обугленными и пиритизированными древесными остатками и стяжениями пирита. Мощность пачки доходит до 10 м. Породы пачки пестроцветных глин имеют то светлосерые, почти белые цвета, то светлооранжевую и разных оттенков бурю окраску. По данным гранулометрического анализа, они относятся к алевроитовым аргиллитам (или алевропелитам), что видно из следующей таблицы (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)			
	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01
30	—	33,7	8,9	57,4
30е	12,0	33,7	7,7	46,6
30	4,3	32,9	14,3	48,5
30	2,2	11,8	12,4	73,6
6	—	44,6	5,5	49,9

Основная масса красноцветных глин состоит из тонкочешуйчатого каолинита и бурых гидроокислов железа. В этой основной массе рассеяны пылевидные зернышки кварца и пластинки аллофана. Песчаный материал распределен в породе очень неравномерно. Он принадлежит главным образом кварцу и бесцветным или зеленоватым пластинкам слюд. Изредка встречаются зернышки полевых шпатов. Породы описываемой пачки снизу вверх постепенно обогащаются свободными гидратами окислов алюминия. Сначала (в нижних горизонтах) происходит образование в глинистой массе мелких ( $d = 1,0—1,5$  мм) коричневатых и серых сгустков. Эти сгустки представляют собой агрегаты алевроитовых и пелитовых частиц, спемантированных гиббситом. Затем, вверх по разрезу, количество гиббсита увеличивается. Нередко в красноцветной глине присутствуют бобовины бурого железняка. Тяжелые фракции из пород описываемой пачки глинистых пород (озерные отложения) отличаются по своему минеральному составу от тяжелых фракций нижележащих речных песков высоким содержанием зеленой роговой обманки (до 35%) и минералов эпидото-цоизитовой группы (до 48%).

Резкое различие в составе тяжелых фракций из пород озерных и речных отложений находит объяснение в следующем. Речные отложения, представленные разнообразными по гранулометрическому составу песками, образованы накоплением кластического материала, принесенного речными водами из далеких областей. Следовательно, в речных отложениях должны преобладать наиболее устойчивые при выветривании и переносе кластические зерна: кварц, кремнистые агрегаты, рутил турмалин. В озерные же бассейны сносились в большом количестве продукты разрушений окружающих пород. Эти продукты попадали в водоемы при помощи ветра,

речных, дождевых и других вод, абразивной деятельности крупных озер и т. д. Роговая обманка и эпидот с доизитом накапливались в озерных отложениях из коры выветривания порфиринов. Последние пользуются широким развитием в описываемом районе.

Верхняя пачка пород верхней континентальной свиты представлена чередованием слоев светлосерых слюдистых песков и таких же по цвету песчанистых глин, содержащих пиритизированные растительные остатки. Послойный гранулометрический состав этой пачки следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)						Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	2—1	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	
6с	—	—	—	15,2	38,1	46,7	0,8
31	4,4	3,9	8,2	44,7	7,9	30,9	Следы
31	—	—	4,5	16,5	8,1	70,9	»

Песчаные фракции песков и песчаных глин состоят из слабоокатанных зерен кварца и кремнистых агрегатов, пластинок бесцветных слюд и, редко, зерен кислого плагиоклаза. В тонких фракциях этих пород присутствуют кварц, слюды, хлорит и каолинит. В породах из глинистых слоев описываемой пачки И. М. Покровской обнаружена пыльца, характеризующая верхнемеловой возраст осадков. Тот же вывод о возрасте свиты был сделан А. Н. Криштофовичем и В. А. Вахрамеевым на основании определения обильных отпечатков флоры.

#### Морская толща верхнего мела (датский ярус)

Нам пришлось наблюдать обнажения морских осадков только в правом берегу р. Синары, против пос. Новый Быт. Здесь имеется такой разрез (снизу вверх):

	Мощность (в м)
1. Светлосерые с буроватыми глинистыми прослоями тонкозернистые пески . . . . .	4
2. Прослой плотного песчаника . . . . .	0,5
3. Тот же светлосерый песок, но более глинистый . . . . .	2
4. Слой очень прочно сцементированного песчаника . . . . .	0,35
5. Делювиальная глина . . . . .	0,5

Слой образует пологую мульду. Пески по своему минеральному составу чрезвычайно сходны с песками самых нижних горизонтов морских отложений верхнего мела района с. Соколовки. Гранулометрический состав песков следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)			
	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01
2с	1,3	67,30	2,5	28,9
2а	0,2	93,60	0,2	6,0

Кластические частицы принадлежат здесь полуокатанным и окатанным зернам прозрачного кварца (иногда с включениями кристалликов турмалина и роговой обманки), пелитизированным зернами микроклина и альбита, буровато-зеленым тонкоагрегатным зернам глауконита и обломкам кристокристаллической кремнистой массы. В нижнем слое песка (1) тонкая фракция представлена в основном кристалликами моноклинного цеолита и шарообразными и пластинчатыми агрегатами зеленого хлорита. В верхнем слое песка тонкая фракция состоит из изометричных опаловых телец, пластинок каолинита, хлорита и кристалликов цеолитов. Прослойки песчаников отличаются от описанных песков только наличием цемента. Последний принадлежит аморфной массе водного кремнезема и тонкоизмельченному глинистому материалу. Песчаный материал распределен в массе опокового вещества очень неравномерно. В состав аксессуарной примеси, помимо рудных зерен, которые принадлежат магнетиту, входят: роговая обманка, эпидот, дистен, ставролит, рутил и другие минералы. Вся ассоциация этих минералов указывает на то, что их материнскими породами могли быть кристаллические (метаморфические) сланцы.

### 9. Район реки Течи

Молодые отложения в районе р. Течи (от дер. Ветроудуйки на востоке и до дер. Муслюмово на западе) представлены морскими фациями датского яруса и палеоцена и континентальными (озерными и речными) четвертичными образованиями. Крайне слабая обнаженность пород позволила только в общих чертах уловить геологическую картину данного участка.

Геологические исследования по р. Тече были проведены в свое время Н. И. Архангельским (1941).

Редкие, небольшой протяженности и маломощные выходы пород мезозоя и кайнозоя не дают четкого представления о действительных мощностях и о стратиграфической последовательности слоев. Поэтому мы смогли дать литологическое описание только для отдельных встреченных нами слоев, которые не характеризуют всего разреза в целом.

Комплекс палеозойских пород, судя по отдельным выходам их в описываемом районе, сложен сильно рассланцеванными кварцитами, гранодиоритами, контактово-метаморфическими сланцами, кварцевыми фельзитпорфирами, серпентинитами и другими породами. На размытой поверхности этих пород лежит серия морских отложений мела и палеоцена, представленная в основном глауконито-кварцевыми песками, песчаниками и опоками. По мнению В. П. Ренгартена, в разрезе вдоль р. Течи намечается очень пологая синклиналь с выходами палеозойских пород у деревень Ветроудуйки и Муслюмово. У дер. Курманово, в месте значительного прогиба синклинали, в буровой скважине, по Н. И. Архангельскому, на глубине 43 м встречены мергелистые и песчаные глины с маастрихтской фауной. На поверхности они, повидимому, нигде не выступают, так как на крыльях мульды срезаны и перекрыты более молодыми, трансгрессивно налегающими свитами датского яруса и палеоцена.

Отложения датского яруса у дер. Ветроудуйки налегают непосредственно на палеозойские кварциты. На правом берегу р. Течи в 500 м выше дер. Ветроудуйки у мельниц в искусственной выемке обнажены светлозеленые кварцево-глауконитовые пески. Видимая мощность их не более 2 м. Выше они покрыты делювиальной глиной, содержащей щебенку опоки. Пески эти мелкозернистые, в общем рыхлые, однако в них уже наблюдается слабая цементация, вследствие чего в породе имеются мелкие комковатые агрегаты. Цементирующей массой служат опоковое вещество и фосфат

кальция. Последний образует также и обособленные мелкие стяжения палевого цвета. Гранулометрический состав песков следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)				Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	> 0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	< 0,01	
35a	1,9	60,2	12,7	25,2	0,1

Фракция 0,25—0,05 мм содержит кварцевых зерен 45 %, зерен глауконита 50 %, глинистых агрегатов до 7 %, зерен полевых шпатов 2—3 % и хлорита — единичные пластинки. Кварц представлен в прозрачных полуокатанных зернах, а глауконит — в виде агрегатных яркозеленых зерен, то изометричных и неправильных (но с плавными контурами), то имеющих форму спикул губок. В последнем случае наблюдаются полные псевдоморфозы по обломкам кремневых спикул. Фракция 0,05—0,01 мм содержит 30 % глауконита, 25 % кварца, до 30 % глинистых агрегатов и комочков фосфата и около 15 % цеолитов. Цеолиты — бесцветны; они представлены или отдельными призматическими кристаллами или тонкими агрегатами этих же кристаллов. По краям они часто корродированы.

Фракция меньше 0,01 мм в основном состоит из кристалликов цеолита и тонкочешуйчатых глинистых частиц. Тяжелая фракция, составившая 0,1 % фракции 0,25—0,05 мм, представлена на 87,4 % магнетитом и лейкоксеном; остальные 12,6 % принадлежат эпидоту и поизиту, роговой обманке, турмалину, ставролиту, гранату, дистену, рутилу и брукиту.

Следует отметить, что в описываемых песках найдены губки, характеризующие в Каменском районе губковый горизонт датского яруса.

Аналогичная свита встречается на левом берегу р. Течи, в 1,5—2 км выше дер. Курманово (в обнажении у мельницы), где она представлена внизу зелеными глауконитовыми песками с караваями плотных песчаников, а вверху — зеленовато-серыми песками. Последние относятся уже к палеоцену, а первые — к датскому ярусу.

Зеленые глауконитовые пески имеют следующий гранулометрический состав (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)				Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	> 0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	< 0,01	
37a	16,4	72,1	4,2	7,3	0,1

Фракции этих песков больше 0,25 мм состоят из кварца и глинистых агрегатов. Кварцевые зерна часто пронизаны по трещинам глауконитовой массой. Фракция 0,25—0,05 мм состоит из кварца (45 %), глауконита (40 %), глинистых агрегатов (6 %), микроклина (5 %) и кремнистых агрегатов (4 %). Фракция 0,05—0,01 мм и меньше 0,01 мм состоит из глинистых агрегатов кварца, глауконита и, редко, хлорита; очень редко в них встречаются обрывки диатомей.

Тяжелая фракция на 76% состоит из рудных зерен (магнетита, пирита и др.). Остальные 24% распределяются в убывающем порядке между эпидотом и цоизитом, рутилом, гранатом, ставролитом, сфеном, дистеном, турмалином, баритом, пикотитом и анатазом.

Караван песчаников представлены кварцево-глауконитовым мелкозернистым песчаным материалом, сцементированным опоковым веществом. Зерна, размером 0,25 мм, принадлежат в основном кварцу и глаукониту. В подчиненном количестве наблюдаются кремнистые агрегаты, зерна пелитизированного калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза. Трещинки в полевых шпатах проникнуты глауконитом. Обломочные зерна погружены в изотропную массу опокового вещества. Изредка в ней сохраняются спикулы кремневых губок (некоторые из них образованы халцедоном).

Гранулометрический состав залегающих выше зеленовато-серых песков следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)				Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	> 0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	< 0,01	
37с	29,3	65,7	0,6	4,4	0,5

Фракция 0,25—0,05 мм содержит 70% кварца, 25% глауконита и 5% обломков спикул кремневых губок и комочков опоки. Фракция 0,05—0,01 мм состоит из кварца, микроклина, глауконита и спикул кремневых губок.

Фракции меньше 0,01 мм представляют смесь тонких глинистых опаловых и глауконитовых частиц.

Тяжелая фракция на 87% состоит из рудных зерен (магнетита, пирита и др.), роговой обманки и минералов эпидото-цоизитовой группы. Остальные 13% распределяются в убывающем порядке между гранатом, рутилом, турмалином, дистеном, апатитом, пикотитом, сидеритом, баритом.

Та же свита песков вскрыта в другом обнажении, у той же мельницы, но на правом берегу р. Течи. Здесь обнажаются зеленые, слегка буроватые разнозернистые пески, которые содержат прослой и гнезда плотно сцементированных песчаников. Породы эти отличаются от описанных выше датских песков более грубым, менее отсортированным материалом, а также большим разнообразием минерального состава кластических обломков. Тяжелые фракции этих песков особенно резко отличают их от датских слоев. Здесь, по сравнению с датскими слоями, присутствует много роговых обманок и эпидота. Гранулометрический состав песков следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)						Содержание тяжелых минералов во фракции 0,25—0,05
	> 5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	< 0,05	
38а	1,9	9,0	12,6	35,2	37,3	4,0	0,3
38а <sub>1</sub>	—	3,5	8,2	13,6	65,9	8,8	0,4

Песчаный материал, составляющий эти пески, хорошо окатан и принадлежит обломкам кварцитов, кремнистых пород, кварцевых алевритов, зернам кварца, тонкоагрегатным зернам глауконита, реже — микроклину и серицитизированному кислому плагиоклазу.

Встречаются также обломки спикул кремневых губок. Тонкие фракции песков состоят из бесформенных опаловых частиц и тонкого глинистого материала.

Тяжелая фракция палеоценовых песков на 90% состоит из рудных зерен (магнетита, пирита и пр.), роговой обманки и эпидота. Остальные 10% распределяются в убывающем порядке между гранатом, рутилом, турмалином, дистеном, сфеном.

Описанные пески содержат прослой плотных песчаников, минеральный состав которых тот же, что и песков; цементом же служит аморфная масса опала.

Выше дер. Курманово, на левом берегу р. Течи, на высоте 8 м от уровня реки обнажаются плитчатые разномзернистые песчаники, содержащие остатки зубов акул. Песчаники относятся к палеоцену. Стратиграфически они занимают несколько более высокое положение, чем пачка песков из карьеров около мельницы; литологически же пески эти сходны между собой. Размеры кластических зерен в палеоценовых песчаниках колеблются от алевритовых частиц до галек диаметром 3—5 см.

Крупный песчано-галечный материал, входящий в состав песчаников, окатан и принадлежит зернам кварца, обломкам кремнистых и кварцитовидных пород. Среди песчаных и алевритовых частиц преобладают кварц и глауконит, реже встречаются микроклин и альбит. Кластические зерна погружены в аморфную массу опала. Встречаются обломки спикул кремневых губок.

Выше слоя палеоценовых песчаников с зубами акул лежит свита песчанистых опоков, выходы которой обнаружены на левом берегу р. Течи, у с. Муслимово. Здесь эта свита налегает трансгрессивно на палеозойские кварцевые фельзит-порфиры.

Опоки сильно песчанистые, плотные, темносерые в свежем изломе; при выветривании белеют. Основная масса породы в проходящем свете бурая, при скрещенных николях почти не действует на поляризованный свет. Она состоит из тонкой смеси опала и глинистого материала. В массе опокового вещества неравномерно рассеян алевритовый песчаный и даже галечный материал, принадлежащий главным образом кварцу, реже — глаукониту, полевым шпатам и кремнистым агрегатам.

Кроме этого, опоки содержат слои и гнезда плотных мелкозернистых песчаников с опоковым цементом. Кластические зерна песчаников имеют размеры от 0,10 до 0,20 мм; они относятся в основном к кварцу и глаукониту (сильно разрушенному), реже — к кремнистым агрегатам, микроклину и альбиту. Присутствуют также обломки спикул губок и очень редко — диатомей. Цементом служит опоковое вещество.

Породы опоковой свиты залегают, повидимому, на всем протяжении между с. Муслимово и дер. Ветроудуйки, так как характерные для них высыпки опокового щебня встречаются почти повсюду на этом расстоянии.

## 10. Район реки Аят

Самым южным районом наших работ была долина р. Аят (приток р. Тобол) на протяжении от с. Николаевского на западе до с. Аятского на востоке.

В геологическом и геоморфологическом отношении район изучался А. А. Краснопольским (1899), А. Г. Бер (1932<sup>1,2</sup>), И. И. Савельевым (1937), П. Л. Безруковым (1934) и другими. Собранный нами фактический материал позволил В. П. Ренгартену дать для молодых отложений района детальную стратиграфическую колонку, которая пополняет и частично изменяет стратиграфическую схему, намеченную предыдущими исследователями.

Молодые осадки покоятся здесь на размытой поверхности разнообразных пород палеозоя, представленных верхнесилурийскими туфогенными и кремнистыми сланцами, нижнедевонскими песчаниками и сланцами с прослоями яшм, силуро-девонскими эффузивными породами андезито-базальтовых магм, нижнедевонскими альбитофирами и др.

Денудированная поверхность палеозойских пород покрыта древней корой выветривания, которая имеет почти повсеместное распространение; на ней обычно залегают молодые отложения, начиная с нижних горизонтов нижнего мела. Триасово-юрские осадки здесь целиком отсутствуют.

Для исследованного нами отрезка долины р. Аят мы различаем следующие отложения (снизу вверх):

- 1) континентальные отложения нижнего мела;
- 2) континентальные отложения верхнего мела;
- 3) осадки морских бассейнов кампана и маастрихта;
- 4) отложения морского палеоцена.

Перейдем к петрографической характеристике этих отложений.

1. Континентальные отложения нижнего мела. К отложениям этого возраста относятся обломочные образования, сходные по характеру с беликами Каменско-Синарского района. По р. Аят эти породы имеют весьма ограниченное распространение. Они приурочены к небольшому массиву силуро-девонских известняков, расположенному на правом берегу р. Аят, близ выселка Варваринского. Здесь имеются печи для обжига этих известняков. Карьеры вскрывают толщу смятых, окремненных известняков, на которые трансгрессивно налегают буро-красные белики, содержащие корки и конкреции бурого железняка.

Несколько ниже по течению на том же правом берегу, между поселками Асинкритовским и Оренбургским, у уреза реки выходят известняки палеозоя. Их размытая поверхность покрыта темной коркой бурого железняка. Выше идет пачка (около 3 м мощности) пестроокрашенных пород беликовой толщи. Над ними лежат песчано-глинистые современные террасовые образования.

Белики состоят из остроугольных обломков нацело окремненных известняков, глинистого материала и бурых водных окислов железа, которые неравномерно пропитывают породу, придавая ей пятнистую окраску — оранжевый, бурый, желтый и лиловый цвета.

Гранулометрический состав беликов следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)						
	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	< 0,01
50в <sub>1</sub>	—	0,4	0,5	0,3	14,2	9,0	75,6
50в <sub>2</sub>	0,9	1,2	0,8	0,9	13,8	14,3	68,1
50в <sub>3</sub>	15,1	16,6	7,9	3,8	16,3	2,5	37,8
50в <sub>4</sub>	0,9	0,8	5,8	0,9	10,4	10,8	70,4

Крупные фракции, от 5 до 0,25 мм, состоят из остроугольных обломков тонкокристаллической кремнистой массы и из полуокатанных зерен кварца. Первые преобладают над кварцем и нередко составляют 80—90 % во всех фракциях. Во фракциях от 0,05 мм и меньше присутствуют: частицы кварца (встречаются прекрасно образованные кристаллики с включениями карбонатной пыли), кремнистые агрегаты, листочки флогопита, серицита и каолинита, углистые частицы и зернышки сидерита.

Во всех фракциях присутствуют в переменном количестве бурые гидроокислы железа. Они образуют пленки вокруг кластических зерен и дают мельчайшие бесформенные частицы. Тяжелые фракции составляют всего лишь 0,1—0,4 % от фракции 0,25—0,05 мм (принимается только во внимание кластический материал, без вторичных образований гидроокислов железа) и характеризуются однообразием минерального состава. Здесь встречаются лишь наиболее устойчивые при дальних переносах и выветривании минералы: магнетит, рутил, анатаз, брукит.

2. Континентальные отложения верхнего мела. Выходы этой свиты мы наблюдали в трех пунктах: на левом берегу р. Аят, в 200 м ниже с. Николаевского, между поселками Новониколаевским и Журавлевским, и на правом берегу р. Аят, приблизительно в 400 м ниже пос. Асинкритовского.

В первом пункте наблюдается следующий разрез снизу вверх: 1) кристаллический туф порфирита, 2) зеленовато-серая глина (древняя кора выветривания), 3) серая глина с обломками нижележащих пород, 4) углистый слой с обломками древесины и 5) бурая, сильно песчаная глина с уплотненными участками и прослоями бобовых бурых железняков. В этом пункте континентальные отложения нижнего мела отсутствуют. Мезозойские отложения начинаются с нижнего слоя верхней континентальной свиты мела, залегающей непосредственно на древней коре выветривания порфиритов (слой 2). Последняя представляет собой породу, состоящую из разложенных полевых шпатов, хлорита, эпидота, гидратизированных и хлоритизированных слюд, глинистых агрегатов, карбоната кальция и кварца.

Предметом наших петрографических исследований в этом пункте являются, таким образом, слои 3, 4 и 5-й.

Нижний слой верхней континентальной свиты мела представлен серыми глинами с обломками нижележащих пород. Гранулометрический состав их следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)			
	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	< 0,01
46с	1,2	5,8	46,7	46,3

Фракция 0,5—0,25 мм состоит из зерен кварца, обломков кремня и глинистых пород. Фракции 0,25—0,01 мм представлены зернами кварца, щелочных полевых шпатов, хлорита и глинистыми и углистыми частицами. Фракции меньше 0,01 мм состоят из тончайших пластинок глинистых минералов (каолинита и галуазита), углистых частиц и пылинок кварца. Тяжелая фракция состоит в основном из гидроокислов железа и магнетита; встречаются единичные зерна рутила, эпидота и др.

Слой 4-й представляет темносерую, почти черную углистую (с обломками древесины) породу, состоящую из кварцевых зернышек, углистых частиц, кремнистых агрегатов и глинистых частиц. Гранулометрический состав ее следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)					
	2-1	1 0,5	0,5-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	< 0,01
46	1,0	3,0	9,7	25,4	6,3	40,5

Слой 5-й представляет бурую, сильно песчанистую глину. Гранулометрический состав ее следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)						
	5-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	< 0,01
46	13,4	10,5	5,9	7,4	37,1	7,8	17,9

Порода состоит из отдельных более или менее крупных зерен и мелких алевроитовых и пелитовых частиц кварца, кремнистых и глинистых агрегатов и бурых водных окислов железа.

Тяжелая фракция принадлежит в основном гидроокислам железа; встречаются зерна рутила, роговой обманки, турмалина, эпидота, ставролита, сфена.

Прослой бурых железняков представлены крепкой буро-красной породой, которая состоит из бобовин водных окислов железа, прочно сцементированных глинистым материалом, тонкораспыленными гидроокислами железа, гидраргиллитом и зеленым хлоритом. Гидраргиллит бесцветен, дает мелкие призматические кристаллики с полисинтетическими двойниками. Он выполняет промежутки между железистыми бобовинами, а также пропитывает эти бобовины.

Во втором пункте, между поселками Новониколаевским и Журавлевским, отложения верхней континентальной свиты мела залегают непосредственно на палеозойских андезитах. Здесь мы имеем (снизу вверх): 1) андезиты, 2) железистые песчаники и 3) серые глинистые пески с углистыми остатками.

Слой 2-й, железистых песчаников, представляет собой породу внизу яркокрасную, грубую, с прослоями оолитового железняка, а сверху — желтую и несколько более мелкозернистую. Кластический материал состоит из плохо окатанных зерен кварца, кремня, кварцитов и кварцевых алевролитов. Цементом служат бурые гидроокислы железа. Они пропитывают все обломки, проникая в них по мельчайшим трещинкам.

Слой 3-й — серые глинистые пески с углистыми остатками; так же как и нижний слой 2-й, он относится к континентальным отложениям верхнего мела. Вверху он содержит линзы и примазки глинистого материала

и натечные корки бурого железняка. Гранулометрический состав двух образцов из этого слоя песков приведен в следующей таблице (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)				
	> 1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	< 0,01
60с <sub>1</sub>	1,4	2,6	62,0	5,2	28,8
60с <sub>2</sub>	1,5	5,1	62,4	3,0	28,0

Порода состоит из неокатанных зерен кварца, кремнистых агрегатов, тонкочешуйчатого глинистого материала, углистых частиц и гидроокислов железа.

В третьем пункте, ниже пос. Асинкритовского, верхняя континентальная свита мела начинается грубообломочными образованиями, аналогичными железистым песчаникам второго пункта. Здесь наблюдается такой разрез снизу вверх: 1) глинисто-кремнистые сланцы и эффузивы палеозоя, 1<sub>1</sub>) древняя кора выветривания, 2) полимиктовый конгломерат, переходящий местами в песчаник и 3) темносерая глина. Вышележащие слои уже относятся к морским осадкам палеоцена. Континентальные отложения верхнего мела в этом пункте представлены, таким образом, слоями 2 и 3-м.

Слой 2-й представляет бурую, прочно сцементированную гидроокислами железа и сидеритом породу, содержащую (местами в изобилии) обрывки обугленных растительных остатков. Порода предварительно была прокипячена с соляной кислотой для удаления сидерита и гидроокислов железа. Гранулометрический состав ее следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)							
	> 5	5-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	< 0,01
53в	14,2	17,0	20,2	4,6	6,3	10,7	4,9	22,1

Гальки и песчаные зерна этой породы принадлежат кварцу, кремнистым сланцам и кварцитам (окатанность слабая). Алевритовые частицы состоят из кварца и тонкочешуйчатых глинистых агрегатов.

Во фракции меньше 0,01 мм присутствуют глинистые частицы; сюда же надо отнести гидроокислы железа и сидерит (однако их количество не учтено в данных механического анализа).

Слой 3-й представляет темносерую глинистую породу, которая состоит в основном из тончайших глинистых частиц (каолинит и галуазит) с распыленным углистым веществом. Выше склон задернован метра на четыре, а затем выступают зеленовато-серые мелкозернистые кварцево-глауконитовые пески с прослоями песчаников. Они уже относятся к морским осадкам палеоцена и будут описаны ниже.

3. Осадки морских бассейнов кампана и маастрихта. Из морских отложений мела широким развитием пользуются маастрихтские слои, охарактеризованные обильной макро- и микрофауной. Лишь в обнажении, которое находится на правом берегу р. Аят, ниже с. Аятского, В. П. Ренгартен условно относит нижние слои к кампану.

Они несколько отличаются своим минеральным составом от залегающих на них с размывом заведомо маастрихтских песков. В других пунктах слой кампанских песков отсутствует, и маастрихт ложится или непосредственно на палеозой или на размытую поверхность континентальной толщи мела.

Кампанские песчаные слои по внешнему виду бурые, местами слабо сцементированы водными окислами железа. Наблюдаются ходы фоллад, выполненные песчаным материалом. Гранулометрический состав кампанских песков следующий (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)						
	5-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	< 0,01
55a	—	6,4	27,8	37,9	27,1	0,2	0,6

Из этих данных видно, что песок почти не содержит тонких фракций. Фракции 2,0—0,05 мм состоят из окатанных зерен кварца и кремня. С поверхности зерна ожелезнены. Во фракциях меньше 0,05 мм имеются частицы кварца, кремнистые агрегаты, бесцветные слюды и бурые водные окислы железа. Изредка встречаются раковинки фораминифер, состоящие из карбоната кальция. Попадаются псевдоморфозы пирита по ром боэдрам кальцита.

Маастрихтские слои были встречены нами во многих обнажениях. На размывной поверхности песков кампана непосредственно залегают: 1) зеленовато-серые, грубозернистые пески, относящиеся уже к маастрихту; мощность их около 2 м; 2) слой в 0,5 м мергелисто-зеленовато-серого песка, загипсованного, с фосфоритовыми стяжениями; 3) слой мергелистого песка с обилием раковин пелеципод, мощностью около 2—3 м. На этом разрез маастрихта кончается. Выше лежат отложения палеоцена.

Зеленовато-серые пески имеют следующий гранулометрический состав (в %).

№ обр.	Размеры частиц (в мм)						
	5-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	< 0,01
55в	7	22,4	9,1	7,7	45,2	1,0	7,6

Фракции 5—0,25 мм принадлежат в основном окатанным зернам кварца и кремня. Кварцевые зерна имеют слегка зеленоватый цвет из-за присутствия на их поверхности пигментного глауконита. Встречаются кремнисто-глинистые агрегаты. Фракция 0,25—0,05 мм состоит из кварца (78%), кремнистых агрегатов (12%), глауконита (10%), щелочного полевого шпата (единичные зерна). Фракции от 0,05 мм и меньше представлены тонкочешуйчатым глинистым материалом, мельчайшими частицами глауконита, кварца, альбита и кремнистых агрегатов.

Вышележащий зеленовато-серый загипсованный мергелистый песок с фосфоритами имеет следующий гранулометрический состав (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)						
	5-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	< 0,01
55с	6,0	9,1	4,3	8,0	47,0	7,4	18,2

Фракции 5—0,25 мм состоят из окатанных зерен кварца и кварцевых агрегатов, сцементированных гипсом. Фракция 0,25—0,05 мм принадлежит кварцу, тонкозернистым агрегатам карбоната кальция, кислым плагиоклазам. Встречаются зерна гипса и фораминиферы. Фракции 0,05 мм и меньше состоят в основном из пылевидного карбоната; встречаются частицы кварца, глауконит и фораминиферы.

Мергелистый песок с обилием раковин пелеципод имеет такой гранулометрический состав (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)						
	5-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	< 0,01
55	1,1	4,9	4,5	6,6	40,6	5,7	36,6

Фракции этого песка 5,0—1,0 состоят главным образом из обломков раковин, реже — из окатанных зерен кварца и кремня. Фракции 1,0—0,05 мм принадлежат зернам кварца, кремня и глауконита. Изредка встречаются фораминиферы. Фракция 0,05—0,01 мм представлена тонкозернистым карбонатом, кварцем, фораминиферами, слюдами и, реже, глауконитом. Фракции меньше 0,01 мм относятся в основном к пылевидному карбонату и тонкочешуйчатому глинистому материалу.

На левом берегу р. Аят непосредственно под пос. Журавлевкой, в высоком крутом берегу имеются котлованы, из которых население берет песок. Здесь маастрихтские слои начинаются зеленовато-серыми песками, вверху обогащенными стяжениями фосфатов. Выше идет пачка серого мергелистого песка с обилием битой ракушки пелеципод.

Песок с фосфоритовыми стяжениями имеет следующий гранулометрический состав (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)						
	5-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	< 0,01
59а	2,3	10,2	9,0	10,9	45,1	3,6	18,9

Мергелистый песок с битой ракушей имеет следующий гранулометрический состав (в %):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)							
	> 5	5-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	< 0,01
59в	3,7	3,9	7,8	5,9	10,0	41,6	6,3	20,8

Крупные фракции его (до 0,5 мм) состоят главным образом из раковин; встречается также кварц и кремнь. В более тонких фракциях много тонкозернистого кальцита, кварцевых зерен; встречается глауконит, хлорит, редко — микроклин, а также фораминиферы и остракоды.

4. Отложения морского палеоцена. Палеоценовые отложения имеют широкое развитие в исследованном районе; они трансгрессивно залегают то на континентальных образованиях верхнего мела, то на маастрихтских слоях. Представлены они зеленовато-серыми кварцево-глауконитовыми песками и плотными опоковидными песчаниками. Начинаются палеоценовые отложения обычно слоем (в 1,0 м мощности) грубозернистого песка; выше он сменяется слоями песка более тонкозернистого; над ним идет пачка (в 5—6 м мощностью) крепких опоковидных песчаников с прослоем в 1,0 м рыхлого песка. Дальше идет опять слой кварцево-глауконитового песка.

Послойный гранулометрический состав (в %) палеоценовых отложений следующий (образец 55 из нижнего слоя):

№ обр.	Размеры частиц (в мм)							
	> 5	5-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	< 0,01
56с	—	0,6	1,4	3,1	9,3	66,0	5,9	13,7
53	—	—	1,7	3,0	9,3	70,0	5,0	11,0
56в	—	0,8	7,0	15,6	13,9	42,6	8,1	12,0
55	—	—	6,3	12,3	12,3	47,5	7,8	13,8
55	—	1,3	3,7	6,0	33,0	51,1	0,8	4,1

Крупные фракции нижнего слоя грубозернистого песка состоят из зерен кварца и обломков кремня. Встречаются мелкие гальки того же состава. Кластический материал хорошо окатан. Фракция 0,25—0,05 мм принадлежит зернам кварца, кремня и глауконита. Последний — в изометричных неправильных, но с плавными контурами зернах, которые обладают тонкоагрегатным строением.

В тонких фракциях от 0,05 мм и меньше преобладают глинистые, слюдяные и хлоритовые частицы, реже присутствует кварц и глауконит. Минеральный состав тяжелой фракции из нижнего слоя грубозернистого песка характеризуется высоким содержанием рудных зерен (магнетит, гидроокислы железа); в ничтожных количествах присутствуют турмалин, анатаз и дистен.

Пески вышележащего слоя отличаются от только что описанного преобладанием более мелкого кластического материала, присутствием

в тонких фракциях свободного водного кремнезема (образующего мелкие бесформенные частицы) и большим разнообразием аксессуарных минералов. Последние относятся к магнетиту, ильмениту, гидроокислам железа, эпидоту, зеленой роговой обманке, рутилу, турмалину, дистену.

Пачка опоквидных песчаников характеризуется уже обилием опалового вещества, которое в тонкой смеси с глинистыми частицами прочно цементирует кластические обломки. Последние принадлежат кварцу, кремнистым агрегатам, глауковиту, микроклину и альбиту.

В тонкой фракции встречаются аутигенные кристаллики моноклинного цеолита.

#### IV. ОБЩАЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

На территории восточного склона Урала весь комплекс осадков мела и палеоцена (фиг. 1) подразделяется на континентальные и морские отложения. Среди континентальных отложений выделяются две толщи — нижнемеловая и верхнемеловая. Среди морских отложений различаются осадки кампан-маастрихтских и датско-палеоценовых морских бассейнов.

Отделение верхней континентальной толщи от нижней базируется на существовании повсеместного трансгрессивного несогласия между ними (Вахрамеев, 1946). Отделение датско-палеоценовых морских осадков от морских осадков верхнего мела основано на резком различии минерального состава слагающих их пород, а также производится на основании самого наличия мощной датско-палеоценовой трансгрессии, установленной для многих пунктов.

#### Н и ж н е м е л о в а я   к о н т и н е н т а л ь н а я   т о л щ а

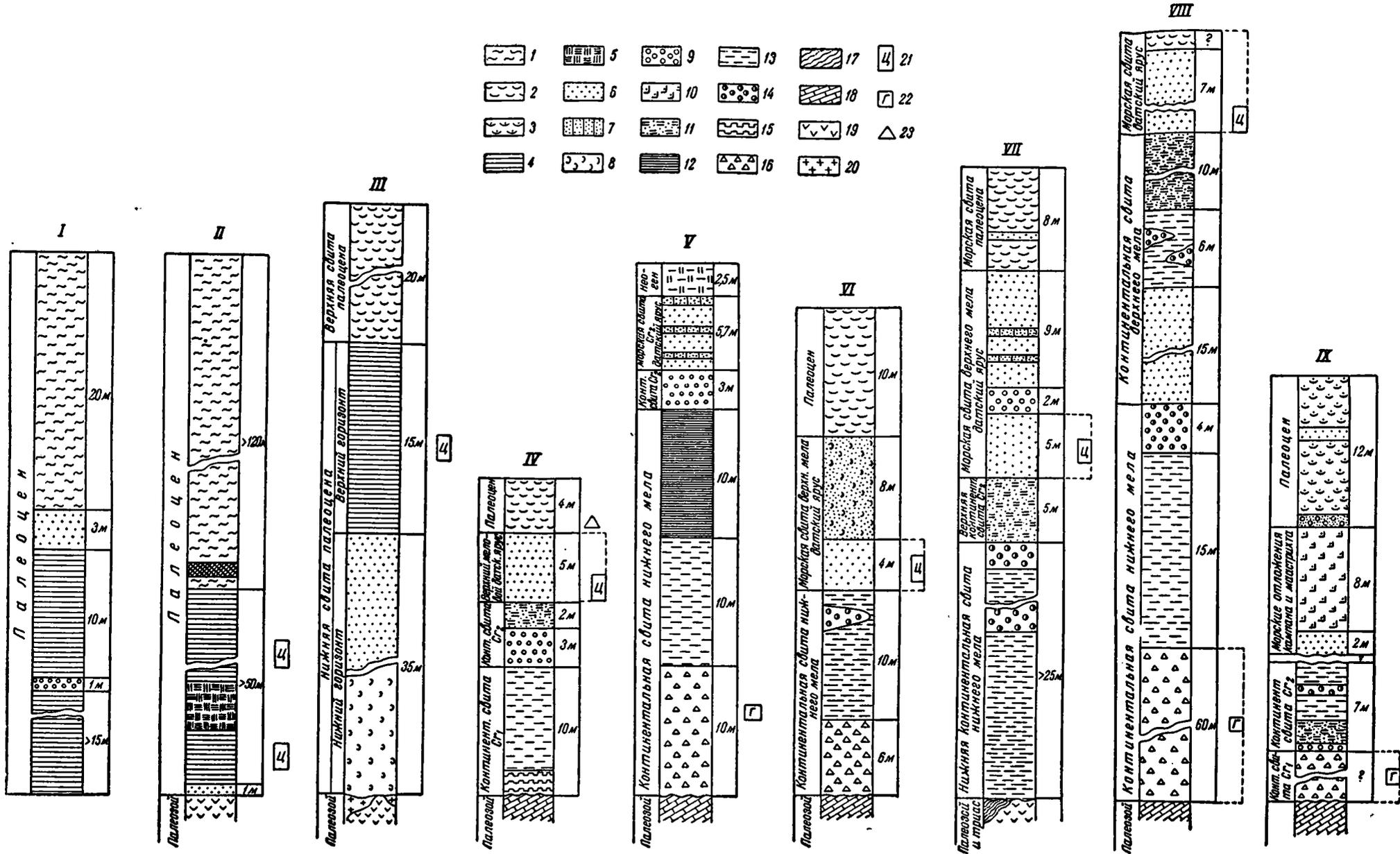
В областях значительного развития закарстованных известняков палеозоя нижняя континентальная толща начинается своеобразной свитой, известной в литературе под названием «беликов». Мощность ее весьма неостоянна — от 1 до 60—70 м.

Беликовые отложения обычно заполняют карстовые провалы в известняках, не имеют слоистости и характеризуются непостоянством гранулометрического состава, наряду с однообразием минерального состава обломочной части.

Над беликами лежат песчано-глинистые речные отложения, которые быстро сменяются разнообразными озерными осадками. Последние обычно начинаются тонкоотмученными пестроцветными глинами, которые кверху переходят в белые каолиновые или сменяются красными, сильно железистыми глинами, содержащими выделения свободного водного глинозема. Мощность озерных отложений местами достигает 40 м.

Вопросами стратиграфии, состава и генезиса беликов занимались многие исследователи. Отсутствие в этих отложениях фауны и чрезвычайно редкие находки определяемой флоры вызывали большие разногласия относительно возраста беликов. И. М. Покровской была найдена и определена нижнемеловая пыльца из верхних горизонтов беликов. С петрографической точки зрения беликовые отложения из некоторых районов были особенно детально изучены Б. П. Кротовым (1931, 1936) и В. П. Рыловниковой (1936<sub>1</sub>).

Белики представляют собой своеобразные скопления на закарстованной поверхности палеозойских известняков несортированного кластического материала (начиная от крупных галек и угловатого щебня



Фиг. 1. Сводные геологические разрезы меловых и палеоценовых отложений для различных районов восточного склона Урала.

I — район поселка Ловьвинская Пристань; II — район р. Полуночной; III — район рек Ляля и Лобвы; IV — Алапаевский район, Верхняя Сивячиха; V — Троице-Байновский район; VI — район дер. Волново; VII — район дер. Соколовки; VIII — район р. Синяры; IX — район р. Аят.

1 — диатомиты; 2 — опони; 3 — опоноидные песчаники; 4 — аргиллиты бейделлит-нонтропитовые; 5 — опалопалеолитовые породы с окислами марганца; 6 — пески; 7 — песчаники; 8 — глаукониты; 9 — конгломераты; 10 — мергели и мергелистые пески; 11 — углистые глины и пески; 12 — каолиновые гли-

ны; 13 — железистые глины; 14 — железисто-глиновемистые отложения; 15 — охристые породы; 16 — «белики»; 17 — сланцы Фета; 18 — известняки; 19 — порфириты; 20 — граниты; 21 — цеолиты; 22 — гоэцит; 23 — фосфат.

до песчаных зерен и тонких пелитовых частиц). В. П. Рыловникова и Б. П. Кротов выделяют следующие типы пород беликовой толщи: 1) конгломератовидные белики, 2) щебенчатые белики, 3) песчаные белики и 4) глинистые белики.

Конгломератовидные, песчаные и глинистые белики образованы в основном речными водами, а отчасти — подземными потоками карстовых областей. В той или иной степени к аллювиальному материалу примешивался делювий окружающих пород. Щебенчатые белики представляют собой элювиально-делювиальные образования на палеозойских известняках, реже — на сланцах. Они возникали, возможно, и при обвалах карстовых пещер.

В обнажениях белики образуют почти отвесные стены, несмотря на сравнительно легкую сыпучесть. Они имеют то совершенно белый цвет, то приобретают различные оттенки бурой окраски. Интересно отметить, что при этом границы между белыми и бурыми участками проходят обычно вертикально. Это может служить доказательством того, что бурая окраска беликов является вторичной и произошла вследствие миграции железистых растворов сверху вниз. В свежих глубоких выработках, где вскрыты белики ниже уровня грунтовых вод, цвет их часто бывает зеленый (наблюдения Б. П. Кротова и В. П. Рыловниковой). Изредка в беликах особенно в глинистых разностях, встречаются темносерые участки, обогащенные углистыми частицами.

Можно выделить признаки, общие для всех разностей пород беликовой толщи, а именно:

- 1) быстрая и прихотливая изменчивость фаций в пространстве;
- 2) отсутствие четкой слоистости;
- 3) плохая сортировка кластического материала;
- 4) однообразие минерального состава основной массы кластического материала, в котором доминирующая роль принадлежит  $\text{SiO}_2$  в форме кварца и халцедона;
- 5) преобладание среди кластических обломков материала близлежащих пород и подчиненное количество терригенного материала, принесенного издалека;
- 6) присутствие среди окатанного материала лишь наиболее устойчивых, в отношении выветривания и транспортировки, минералов;
- 7) эпигенетические скопления бурых железняков;
- 8) присутствие аутигенных выделений гоацита.

Среди грубообломочного материала конгломератовидных беликов доминируют гальки жильного кварца, серого и черного кремня, яшм и кремнистых сланцев. Всегда имеется примесь остроугольных, совсем неокатанных осколков нацело окремненных известняков. Щебенчатые белики состоят главным образом из остроугольных обломков окремненных известняков. В небольшом количестве присутствуют гальки молочно-белого кварца и плоские окатанные гальки кремня. Песчаные фракции беликов принадлежат в основном зернам кварца, кварцевым и халцедоновым агрегатам; чрезвычайно редко встречаются зернышки полевых шпатов.

Пелитоморфная масса, цементирующая крупные обломки в конгломератовидных беликах и составляющая главную часть глинистых беликов, принадлежит в основном тонкокристаллическому кварцу, халцедону, тончайшим пластинкам каолинита, пластинкам хлорита и зеленых и бесцветных слюд. В щебенчатых беликах цементом служит бесцветная мучнистая масса, состоящая из кристалликов и неправильных зернышек кварца, а также из агрегатов лучистого халцедона.

Беликовые отложения претерпели ряд превращений после их образования. Это отразилось в некоторых структурных изменениях, появлении

минеральных новообразований, удалении части первичных минералов и т. п. В. П. Рыловникова (1936<sub>1</sub>) намечает следующие процессы изменения беликов:

- 1) выветривание в кислородной среде;
- 2) замещение гидратами окиси железа в зоне цементации;
- 3) сидеритизация в зоне цементации при отсутствии кислорода;
- 4) хлоритизация в зоне цементации, бедной кислородом.

Результаты процессов выветривания наблюдаются особенно отчетливо в грубообломочных разностях беликов, где наиболее свободна циркуляция грунтовых и поверхностных вод. В зоне поверхностного выветривания был полностью растворен и удален из осадков карбонат кальция. Он был вынесен не только из пелитоморфной массы, цементирующей крупнообломочный материал, но также и из самих обломков кремненных известняков, которые поэтому часто становятся рыхлыми и легко рассыпаются. В других случаях происходило метасоматическое замещение кальцита халцедоном. Такие обломки известняков сохраняют первичные внешние формы и текстурные особенности известняков (полосчатость и пр.). Обычно карбонат кальция сохраняется лишь внутри мельчайших кристалликов горного хрусталя, которые обогащают песчаные и тонкие фракции беликовых отложений. Почти каждый кристаллик кварца содержит включения кальциевой пыли, которая указывает на то, что во время роста этого кристалла окружающая среда была богата карбонатом.

Характерным для зоны выветривания является также процесс разрушения кремнистых обломков. Он начинается с того, что поверхность обломков, под влиянием частичного растворения кремнезема, становится пористой и мучнистой. Постепенно, вследствие удаления кальцита и частичного растворения кремнезема, обломки кремненных известняков и кремней теряют свою прочность и легко рассыпаются в тонкий порошок. Карбонат кальция относительно долго удерживается в растворах, и поэтому выносятся водами далеко за пределы беликовых отложений. Растворенный же кремнезем довольно быстро выпадает в осадок в виде различных новообразований халцедона и кварца (или сначала опала?). В результате всех этих процессов — выщелачивания карбоната, разрушения кремнистых обломков и вторичного выделения кремнезема — из щебенчатых беликов получаются совершенно белые, рыхлые, мучнистые кремнеземистые породы, которые носят название «маршаллитов».

В той же зоне выветривания в глинистых разностях беликов происходят процессы гидратации слюдястых частиц (биотита и мусковита). При этом пластинки слюд веерообразно изгибаются, разбухают, приобретают червеобразные формы. Биотит теряет свою темнокоричневую окраску и местами совсем обесцвечивается.

Пирит и марказит при выветривании переходят или в гидроокислы железа, или дают целый ряд других минеральных соединений. Н. А. Успенский (1936<sub>2</sub>), изучавший продукты разложения в зоне окисления серного колчедана из беликов Алапаевского района, указывает на возникновение корочек копияпита, кокимбита и билинита. Эти сульфаты железа образуются периодически и не являются устойчивыми: под действием дождевых и грунтовых вод они снова растворяются. Кроме того, Н. А. Успенский описывает образование эпсомита и гипса в результате выветривания серного колчедана.

В беликах нередко возникали своеобразные процессы выветривания, связанные частично с окислением пирита, при которых синтезировался гояцит.

В зоне цементации, а также и в зоне выветривания происходят выделения гидроокислов железа, которые образуют пленки вокруг кластиче-

ских зерен, импрегнируют цементирующую массу осадков и т. п. При особенно благоприятных условиях водные окислы железа выделяются в виде гнезд, караваев, неправильных тел.

В. П. Рыловникова указывает еще на образование в зоне выветривания налетов медной зелени и на разрушение и окисление углистых остатков.

Беликовые отложения ниже фреатической поверхности современных грунтовых вод нередко имеют зеленую окраску, которая обусловлена (Карпинский, 1908; Кротов, 1934) наличием вторичных образований железистого хлорита. Этот минерал подробно изучен Н. А. Успенским (1936<sub>3</sub>), а также описан Б. П. Кротовым (1936<sub>2</sub>). Богатая гидроокислами железа грунтовая вода проникает в зону, бедную свободным кислородом, но содержащую углеродистые соединения. Последние восстанавливают окись железа до закиси, которая реагирует с глинистым материалом беликов и образует хлорит (Н. А. Успенский). Параллельно с этим идет процесс образования сидерита. Выше зоны грунтовых вод хлорит становится неустойчивым и быстро окисляется (буреет).

Периодические колебания земной коры неоднократно выводили отдельные участки беликовых отложений то в зону окисления, то опускали в зоны цементации, восстановления и т. д. Поэтому в породах беликовой толщи нередко можно наблюдать следы наложения различных эпигенетических процессов. Например, в явно выветрелых породах, где полностью вынесен кальций, разрушены кремнистые обломки и окислен пирит, можно видеть почти свежие зерна сидерита, новообразования марказита и т. д.

Отложения аллювиально-озерных осадков нижней континентальной свиты наблюдались нами в Троицко-Байновском районе, в бассейне р. Исети, в районе р. Синары, близ дер. Новая и в других местах.

Общая мощность надбеликовой, нижней континентальной свиты местами достигает 35—40 м. Часто она значительно меньше, так как верхняя часть толщи сильно размыта. В районе развития каолинистых глин разрез аллювиально-озерных отложений начинается то пачкой пестроцветных, сильно песчаных глин, содержащих прослой и линзы песчано-галечного материала, то слоями кварцево-слюдистых песков, переходящих выше в песчанистую, сильно слюдистую глину. Мощность песчано-глинистой пачки в среднем около 10 м. Выше идут тонкоотмученные белые каолинистые глины с редкими прослоями и линзами песчаного материала. Глины имеют то белый, то серый цвет различных оттенков (от присутствия углистой пыли). В верхних частях горизонта глин встречаются прослой (до 1,0 м мощностью) черной сажи (вследствие выветривания угольных пластов).

Механические анализы пород горизонта пестроцветных глин дают сильные колебания в количестве песчаных, алевроитовых и глинистых фракций. Обычно глинистая масса породы содержит неравномерную примесь песчаных частиц; кроме того, нередко встречаются линзы и прослой крупнозернистого песчаного материала. В большинстве случаев даже наиболее чистые от песчаной примеси участки пестроцветных глинистых пород по своему гранулометрическому составу относятся к алевроито-пелитам. Песчаные зерна принадлежат в основном кварцу, реже встречаются тонкозернистые кремнистые агрегаты. Алевроитовые частицы представлены кварцем, пластинками бесцветных и зеленых слюд, редко — пелитизированными полевыми шпатами. Основная глинистая масса породы состоит из тонкошешуйчатого каолинита и тонкораспыленных частиц водных окислов железа. Имеются углистые частицы и шарообразные зернышки пирита. Встречаются зерна сидерита.

Содержание тяжелых минералов в этих породах нередко достигает 8% (от фракции 0,25—0,05 мм). Это объясняется обилием в породах

аутигенных образований гидроокислов железа, а не повышенным количеством тяжелых кластических зерен.

Белые каолиновые глины хорошо изучены многими специалистами. В литературе имеется большое количество данных об их гранулометрическом, минеральном и химическом составе, а также об их технологических и других свойствах.

Гранулометрический состав этих глин указывает на высокую степень дисперсности их основной массы. По своему минеральному составу белые глины довольно однообразны. Главным породообразующим минералом в них является каолинит (53—94%), затем кварц (в среднем 15%, но иногда доходит и до 40%); кроме того, всегда присутствуют: мусковит (до 6%), рутил (1,8—2,5%), пирит (0,13—12,0%) и сидерит (1,4—2,5%); встречаются пластинки галлуазита и хлорита, зернышки граната, турмалина и др. В глинах всегда имеются углистые частицы.

Глины эти состоят в основном из кластического материала. Аутигенными образованиями здесь, вероятно, являются только пирит и сидерит. Доказательством того, что каолинит является терригенным материалом, а не образовался на месте, служат следующие данные. Включения саггиты в пластинках каолинита можно объяснить только тем, что каолинит произошел вследствие изменения биотита. Однако процесс каолинизации биотита обычно идет в окислительных условиях. Наличие же в глинах сингенетичных образований сидерита и пирита, а также присутствие углистых частиц, указывают на господство восстановительных условий в период накопления осадков. Следовательно, надо думать, что каолинит образовался в зоне поверхностного выветривания алюмосиликатных пород, а затем был вынесен речными водами в озерные водоемы.

Наряду с существованием таких озерных фаций, в которых накапливались чистые каолиновые глины, существовали фации озер, где шло накопление железистых и железобокситовых осадков. Физико-химические условия, соответствующие каждой из этих фаций, могли возникать или в разных озерных водоемах, или в одном и том же водном бассейне, но в различных его частях.

Нижнемеловые озерные отложения в районах развития железо-бокситовых пород обычно начинаются пачкой серых и пестроцветных песчаных глин. Выше идут красные, сильно ожелезненные глины с линзами, прослоями и совершенно неправильными участками, обогащенными свободными гидратами глинозема. Красные глины местами перемежаются с белыми каолиновыми и серыми лигнитовыми. Железо-глиноземистые осадки детально исследованы многими специалистами, поэтому я дам только краткое описание их минерального состава и главных структурных особенностей.

По внешнему виду породы, содержащие свободные гидраты глинозема, делятся на две основные разновидности.

Первая представлена темнокрасной, прочно сцементированной породой, в которой различаются бобовины гематита и водных окислов железа и основная цементирующая масса. Последняя состоит из гелеобразных выделений кремнезема, глинозема, окиси титана, бурых водных окислов железа; местами присутствуют каолинит, новообразования железистого хлорита и выделения сидерита. Порода содержит неравномерную примесь песчаного материала (главным образом кварцевого), который присутствует как в цементе, так и в железистых бобовинах. Пустотки и трещинки в породе выполнены белой массой кристаллического гипбсита.

Вторая разновидность железо-глиноземистых осадков представляет собой розовато-серую и бурую, полурыхлую, глиноподобную породу, содержащую обохренные бобовины бурого железняка. Основная масса

состоит из тонкочешуйчатого каолинита, гидроокислов железа и гидратов окиси алюминия. Последние присутствуют и в аморфной форме, и в форме мелкокристаллического гиббсита.

## Верхнемеловая континентальная толща

Верхнемеловые континентальные отложения, возраст которых установлен по находкам макрофлоры и пыльцы, известны в Алапаевском районе, в районе р. Синары и на р. Аят. Мною были изучены породы верхней континентальной свиты из бассейнов рек Синары и Аят.

В Синарском районе имеют распространение и речные отложения и озерные, а на р. Аят встречены только озерные.

В Синарском районе верхняя континентальная толща мела начинается грубообломочными речными образованиями, которые выше сменяются глинистыми озерными осадками. Верхнемеловой речной аллювий (мощностью около 15 м) залегает здесь то непосредственно на палеозойских известняках, то ложится на размытую поверхность пород нижней континентальной свиты мела. Он представлен разнозернистыми песками и галечниками, которые обычно имеют белую окраску, но иногда приобретают и желтый или бурый цвет от присутствия водных окислов железа.

Озерные отложения верхней континентальной свиты представлены пестроцветными (в различной степени ожелезненными) каолинитовыми глинами, песчано-глинистыми породами, содержащими бобовые стяжения гидроокислов железа и выделения свободных гидратов глинозема, а также сверху песчаными и песчано-глинистыми осадками, изобилующими обугленными и пиритизированными остатками флоры. Мне не удалось подметить существенного отличия в минеральном составе отложений верхней свиты от состава пород нижней свиты. Каолинит, гидроокислы железа, гидрат глинозема в форме гидрагиллита, кварц и слюда — в обеих свитах главные породообразующие минералы.

## Отложения кампан-маастрихтских морских бассейнов

**Кампанские слои.** В геологической литературе по восточному склону Урала имеется очень мало сведений о кампанских слоях. С. Ф. Машковцев (1933) упоминает о кампанских слоях с бакулитами и скафитами, найденными Е. С. Федоровым. П. Л. Безруков (1934) указывает на один выход кампанских отложений на р. Тобол и на ряд обнажений на р. Аят. Наши исследования по Аяту не подтвердили наблюдений П. Л. Безрукова. Многие слои, относимые П. Л. Безруковым к кампану, оказались (на основании фаунистических данных) маастрихтом. По мнению В. П. Ренгартена, на Аяте, между селами Николаевским и Журавлевским, имеется только одно обнажение, в котором нижний слой ожелезненного кварцевого песка можно отнести к кампану. Этот песок покрывается (со следами перерыва) известковистыми песками с обилием маастрихтской фауны.

Механический анализ кампанского песка показывает почти полное отсутствие глинистой фракции. Крупные зерна этого песка принадлежат кварцу и обломкам кремния. Во фракциях меньше 0,05 мм присутствуют частички кварца, кремнистые агрегаты, бесцветные слюды и комочки водных окислов железа. Все кластические зерна с поверхности покрыты пленкой бурых гидроокислов железа. Встречаются редкие фораминиферы.

**Маастрихтские слои.** Маастрихтские отложения имеют большее, по сравнению с кампанскими, распространение и известны

аутигенных образований гидроокислов железа, а не повышенным количеством тяжелых кластических зерен.

Белые каолиновые глины хорошо изучены многими специалистами. В литературе имеется большое количество данных об их гранулометрическом, минеральном и химическом составе, а также об их технологических и других свойствах.

Гранулометрический состав этих глин указывает на высокую степень дисперсности их основной массы. По своему минеральному составу белые глины довольно однообразны. Главным породообразующим минералом в них является каолинит (53—94%), затем кварц (в среднем 15%, но иногда доходит и до 40%); кроме того, всегда присутствуют: мусковит (до 6%), рутил (1,8—2,5%), пирит (0,13—12,0%) и сидерит (1,4—2,5%); встречаются пластинки галлуазита и хлорита, зернышки граната, турмалина и др. В глинах всегда имеются углистые частицы.

Глины эти состоят в основном из кластического материала. Аутигенными образованиями здесь, вероятно, являются только пирит и сидерит. Доказательством того, что каолинит является терригенным материалом, а не образовался на месте, служат следующие данные. Включения сагениита в пластинках каолинита можно объяснить только тем, что каолинит произошел вследствие изменения биотита. Однако процесс каолинизации биотита обычно идет в окислительных условиях. Наличие же в глинах сингенетичных образований сидерита и пирита, а также присутствие углистых частиц, указывают на господство восстановительных условий в период накопления осадков. Следовательно, надо думать, что каолинит образовался в зоне поверхностного выветривания алюмосиликатных пород, а затем был вынесен речными водами в озерные водоемы.

Наряду с существованием таких озерных фаций, в которых накапливались чистые каолиновые глины, существовали фации озер, где шло накопление железистых и железобокситовых осадков. Физико-химические условия, соответствующие каждой из этих фаций, могли возникать или в разных озерных водоемах, или в одном и том же водном бассейне, но в различных его частях.

Нижемеловые озерные отложения в районах развития железо-бокситовых пород обычно начинаются пачкой серых и пестроцветных песчанистых глин. Выше идут красные, сильно ожелезненные глины с линзами, прослоями и совершенно неправильными участками, обогащенными свободными гидратами глинозема. Красные глины местами перемежаются с белыми каолиновыми и серыми лигнитовыми. Железо-глиноземистые осадки детально исследованы многими специалистами, поэтому я дам только краткое описание их минерального состава и главнейших структурных особенностей.

По внешнему виду породы, содержащие свободные гидраты глинозема, делятся на две основные разновидности.

Первая представлена темнокрасной, прочно сцементированной породой, в которой различаются бобовины гематита и водных окислов железа и основная цементирующая масса. Последняя состоит из гелеобразных выделений кремнезема, глинозема, окиси титана, бурых водных окислов железа; местами присутствуют каолинит, новообразования железистого хлорита и выделения сидерита. Порода содержит неравномерную примесь песчаного материала (главным образом кварцевого), который присутствует как в цементе, так и в железистых бобовинах. Пустотки и трещинки в породе выполнены белой массой кристаллического гипсита.

Вторая разновидность железо-глиноземистых осадков представляет собой розовато-серую и бурую, полурыхлую, глиноподобную породу, содержащую обохренные бобовины бурого железняка. Основная масса

состоит из тонкочешуйчатого каолинита, гидроокислов железа и гидратов окиси алюминия. Последние присутствуют и в аморфной форме, и в форме мелкокристаллического габбсита.

## Верхнемеловая континентальная толща

Верхнемеловые континентальные отложения, возраст которых установлен по находкам макрофлоры и пыльцы, известны в Алапаевском районе, в районе р. Синары и на р. Аят. Мною были изучены породы верхней континентальной свиты из бассейнов рек Синары и Аят.

В Синарском районе имеют распространение и речные отложения и озерные, а на р. Аят встречены только озерные.

В Синарском районе верхняя континентальная толща мела начинается грубообломочными речными образованиями, которые выше сменяются глинистыми озерными осадками. Верхнемеловой речной аллювией (мощностью около 15 м) залегает здесь то непосредственно на палеозойских известняках, то ложится на размытую поверхность пород нижней континентальной свиты мела. Он представлен разнозернистыми песками и галечниками, которые обычно имеют белую окраску, но иногда приобретают и желтый или бурый цвет от присутствия водных окислов железа.

Озерные отложения верхней континентальной свиты представлены пестроцветными (в различной степени ожелезненными) каолинитовыми глинами, песчано-глинистыми породами, содержащими бобовые стяжения гидроокислов железа и выделения свободных гидратов глинозема, а также вверху песчаными и песчано-глинистыми осадками, изобилующими обугленными и пиритизированными остатками флоры. Мне не удалось подметить существенного отличия в минеральном составе отложений верхней свиты от состава пород нижней свиты. Каолинит, гидроокислы железа, гидрат глинозема в форме гидрагиллита, кварц и слюда — в обеих свитах главные породобразующие минералы.

## Отложения кампан-маастрихтских морских бассейнов

Кампанские слои. В геологической литературе по восточному склону Урала имеется очень мало сведений о кампанских слоях. С. Ф. Машковцев (1933) упоминает о кампанских слоях с бакулитами и скафитами, найденными Е. С. Федоровым. П. Л. Безруков (1934) указывает на один выход кампанских отложений на р. Тобол и на ряд обнажений на р. Аят. Наши исследования по Аяту не подтвердили наблюдений П. Л. Безрукова. Многие слои, относимые П. Л. Безруковым к кампану, оказались (на основании фаунистических данных) маастрихтом. По мнению В. П. Ренгартена, на Аяте, между селами Николаевским и Журавлевским, имеется только одно обнажение, в котором нижний слой ожелезненного кварцевого песка можно отнести к кампану. Этот песок покрывается (со следами перерыва) известковистыми песками с обилием маастрихтской фауны.

Механический анализ кампанского песка показывает почти полное отсутствие глинистой фракции. Крупные зерна этого песка принадлежат кварцу и обломкам кремня. Во фракциях меньше 0,05 мм присутствуют частички кварца, кремнистые агрегаты, бесцветные слюды и комочки водных окислов железа. Все кластические зерна с поверхности покрыты пленкой бурых гидроокислов железа. Встречаются редкие фораминиферы.

Маастрихтские слои. Маастрихтские отложения имеют большее, по сравнению с кампанскими, распространение и известны

аутигенных образований гидроокислов железа, а не повышенным количеством тяжелых кластических зерен.

Белые каолиновые глины хорошо изучены многими специалистами. В литературе имеется большое количество данных об их гранулометрическом, минеральном и химическом составе, а также об их технологических и других свойствах.

Гранулометрический состав этих глин указывает на высокую степень дисперсности их основной массы. По своему минеральному составу белые глины довольно однообразны. Главным породообразующим минералом в них является каолинит (53—94%), затем кварц (в среднем 15%, но иногда доходит и до 40%); кроме того, всегда присутствуют: мусковит (до 6%), рутил (1,8—2,5%), пирит (0,13—12,0%) и сидерит (1,4—2,5%); встречаются пластинки галлуазита и хлорита, зернышки граната, турмалина и др. В глинах всегда имеются углистые частицы.

Глины эти состоят в основном из кластического материала. Аутигенными образованиями здесь, вероятно, являются только пирит и сидерит. Доказательством того, что каолинит является терригенным материалом, а не образовался на месте, служат следующие данные. Включения сагенина в пластинках каолинита можно объяснить только тем, что каолинит произошел вследствие изменения биотита. Однако процесс каолинизации биотита обычно идет в окислительных условиях. Наличие же в глинах сингенетичных образований сидерита и пирита, а также присутствие углистых частиц, указывают на господство восстановительных условий в период накопления осадков. Следовательно, надо думать, что каолинит образовался в зоне поверхностного выветривания алюмосиликатных пород, а затем был вынесен речными водами в озерные водоемы.

Наряду с существованием таких озерных фаций, в которых накапливались чистые каолиновые глины, существовали фации озер, где шло накопление железистых и железобокситовых осадков. Физико-химические условия, соответствующие каждой из этих фаций, могли возникать или в разных озерных водоемах, или в одном и том же водном бассейне, но в различных его частях.

Нижемеловые озерные отложения в районах развития железо-бокситовых пород обычно начинаются пачкой серых и пестроцветных песчанистых глин. Выше идут красные, сильно ожелезненные глины с линзами, прослоями и совершенно неправильными участками, обогащенными свободными гидратами глинозема. Красные глины местами перемежаются с белыми каолиновыми и серыми лигнитовыми. Железо-глиноземистые осадки детально исследованы многими специалистами, поэтому я дам только краткое описание их минерального состава и главнейших структурных особенностей.

По внешнему виду породы, содержащие свободные гидраты глинозема, делятся на две основные разновидности.

Первая представлена темнокрасной, прочно сцементированной породой, в которой различаются бобовины гематита и водных окислов железа и основная цементирующая масса. Последняя состоит из гелеобразных выделений кремнезема, глинозема, окиси титана, бурых водных окислов железа; местами присутствуют каолинит, новообразования железистого хлорита и выделения сидерита. Порода содержит неравномерную примесь песчаного материала (главным образом кварцевого), который присутствует как в цементе, так и в железистых бобовинах. Пустотки и трещинки в породе выполнены белой массой кристаллического гипсита.

Вторая разновидность железо-глиноземистых осадков представляет собой розовато-серую и бурую, полурыхлую, глиноподобную породу, содержащую обохренные бобовины бурого железняка. Основная масса

состоит из тонкочешуйчатого каолинита, гидроокислов железа и гидратов окиси алюминия. Последние присутствуют и в аморфной форме, и в форме мелкокристаллического гиббсита.

## Верхнемеловая континентальная толща

Верхнемеловые континентальные отложения, возраст которых установлен по находкам макрофлоры и пыльцы, известны в Алапаевском районе, в районе р. Синары и на р. Аят. Мною были изучены породы верхней континентальной свиты из бассейнов рек Синары и Аят.

В Синарском районе имеют распространение и речные отложения и озерные, а на р. Аят встречены только озерные.

В Синарском районе верхняя континентальная толща мела начинается грубообломочными речными образованиями, которые выше сменяются глинистыми озерными осадками. Верхнемеловой речной аллювией (мощностью около 15 м) залегает здесь то непосредственно на палеозойских известняках, то ложится на размытую поверхность пород нижней континентальной свиты мела. Он представлен разнозернистыми песками и галечниками, которые обычно имеют белую окраску, но иногда приобретают и желтый или бурый цвет от присутствия водных окислов железа.

Озерные отложения верхней континентальной свиты представлены пестроцветными (в различной степени ожелезненными) каолинитовыми глинами, песчано-глинистыми породами, содержащими бобовые стяжения гидроокислов железа и выделения свободных гидратов глинозема, а также вверху песчаными и песчано-глинистыми осадками, изобилующими обугленными и пиритизированными остатками флоры. Мне не удалось подметить существенного отличия в минеральном составе отложений верхней свиты от состава пород нижней свиты. Каолинит, гидроокислы железа, гидрат глинозема в форме гидраргиллита, кварц и слюда — в обеих свитах главные породообразующие минералы.

## Отложения кампан-маастрихтских морских бассейнов

**Кампанские слои.** В геологической литературе по восточному склону Урала имеется очень мало сведений о кампанских слоях. С. Ф. Машковцев (1933) упоминает о кампанских слоях с бакулитами и скафитами, найденными Е. С. Федоровым. П. Л. Безруков (1934) указывает на один выход кампанских отложений на р. Тобол и на ряд обнажений на р. Аят. Наши исследования по Аяту не подтвердили наблюдений П. Л. Безрукова. Многие слои, относимые П. Л. Безруковым к кампану, оказались (на основании фаунистических данных) маастрихтом. По мнению В. П. Ренгартена, на Аяте, между селами Николаевским и Журавлевским, имеется только одно обнажение, в котором нижний слой ожелезненного кварцевого песка можно отнести к кампану. Этот песок покрывается (со следами перерыва) известковистыми песками с обилием маастрихтской фауны.

Механический анализ кампанского песка показывает почти полное отсутствие глинистой фракции. Крупные зерна этого песка принадлежат кварцу и обломкам кремния. Во фракциях меньше 0,05 мм присутствуют частички кварца, кремнистые агрегаты, бесцветные слюды и комочки водных окислов железа. Все кластические зерна с поверхности покрыты пленкой бурых гидроокислов железа. Встречаются редкие фораминиферы.

**Маастрихтские слои.** Маастрихтские отложения имеют большее, по сравнению с кампанскими, распространение и известны

в бассейнах рек Аят, Тобол, Уй, Тугузак, Теча (к югу от с. Курманово) и к востоку от Челябинска.

Маастрихт представлен известковистыми песками, песчанистыми известковистыми глинами и чистыми мергелями. Все эти осадки содержат большое количество известковых раковин фораминифер, пелеципод и реже — брахиопод. Некоторые слои настолько обогащены фауной, что превращаются в типичные ракушняки.

Маастрихтские слои характеризуются быстрой фациальной изменчивостью по простиранию, что свидетельствует о близости береговой линии (П. Л. Безруков, 1934).

Маастрихтские слои там, где они были нами встречены, залегают или непосредственно на палеозое, или на размытой поверхности оолитовых железняков верхнего мела, или же на размытых слоях кампанских песков. Мощность маастрихтских отложений не превышает 12—15 м. Обычно же она меньше, так как верхняя граница отложений сильно размыта датско-палеоценовой трансгрессией.

Маастрихт начинается слоями известковистых песков; выше эти пески обогащаются пылевидным кальцитом и постепенно переходят в песчанистые известковистые глины и, наконец, в чистые мергели. В нижних слоях этих отложений нередко содержатся стяжения черных фосфоритов в виде желваков и ядер моллюсков.

#### Отложения датско-палеоценовых морских бассейнов

Датско-палеоценовые морские отложения широко развиты на всей территории восточного склона Урала и простираются далеко на восток в пределы Западно-Сибирской низменности. Осадки датско-палеоценовых морей отличаются от кампан-маастрихтских обилием свободного кремнезема, который не является в них терригенным, а возникал в самих осадках в силу специфических физико-химических условий морской среды. Кремнезем выпадал из морской воды в виде гидрогеля, а также попадал в осадок в форме скелетных образований диатомовых водорослей и кремневых губок. Эти группы играли доминирующую роль среди организмов, населявших датско-палеоценовые моря. Наличие большого количества свободного кремнезема в осадках датско-палеоценовых морей является первой и основной их отличительной особенностью.

В кампан-маастрихтских слоях выделения органогенного и хемогенного (коллоидального) кремнезема отсутствуют, и отложения характеризуются обилием карбоната кальция, который выпадал в осадок из морских вод, а также служил основным материалом для построения скелетных частей организмов, распространенных в этих бассейнах (пелециподы, фораминиферы, остракоды и др.).

Второй отличительной особенностью датско-палеоценовых отложений является присутствие в них аутигенных кристаллов моноклинного цеолита группы морденита. Этот минерал в исследованном районе нигде не был встречен в осадках более древних, чем датские слои. В датских же слоях и в морских слоях палеоцена он присутствует почти постоянно и местами в значительных количествах.

Отделение датских слоев от палеоценовых является чрезвычайно сложной задачей, которая в общем и до сих пор не считается решенной. Скудость определяемых органических остатков не дает возможности прямым путем установить возрасты отдельных горизонтов. Петрографические составы одноименных фаций датских отложений и палеоцена настолько близки между собой, что и с этой точки зрения определенные отличия

находятся с большим трудом, да и то далеко не везде. Очень возможно, что для некоторых областей восточного склона Урала эти отличия и не удастся найти, так как морской бассейн существовал в этих областях без перерыва и в датское время и в палеоцене, не меняя в основном своего физико-химического режима и источников сноса терригенного материала.

Трудности отделения датских слоев от палеоценовых приводят к тому, что многие авторы совсем не выделяют датских отложений, или, наоборот, большую часть палеоценовых осадков относят к верхнему мелу.

Первые ценные материалы по стратиграфии палеоценовых отложений восточного склона Урала находятся в ряде работ А. П. Карпинского (1883, 1888<sup>1,2</sup>). На основании палеонтологических находок автор устанавливает эоценовый возраст нижних горизонтов палеогена (снизу: песчаники, опоковые глины, опоки) и относит верхние горизонты палеогена (песчаники, глины и пески) к олигоцену. А. А. Краснопольский (1899) приводит расчленение палеоценовых отложений в бассейнах Тобола, Аята и др. на эоцен (снизу: пески, песчаники и опоки) и олигоцен (пески). В работах Н. К. Высоцкого (1896), касающихся главным образом стратиграфии палеогена Западно-Сибирской низменности, есть интересные данные о палеогене бассейна Тобола и др. С. В. Эпштейн (1932) дает детальные стратиграфические разрезы палеогена Челябинско-Троицкого района.

Стратиграфия верхнемеловых и палеоценовых отложений в бассейнах рек Пышмы, Исети и Ирбита детально разобрана С. Д. Архангельским. В работах П. Л. Безрукова (1934) и А. Л. Яншина (1939) дана характеристика морского мела и палеогена восточного склона Урала; особенно детально П. Л. Безруковым описаны палеоценовые отложения Южного Урала, которые он делит на четыре горизонта, датируя самый нижний из них как палеоценовый. Сводный разрез палеогена по Челябинскому району, составленный А. И. Кривцовым (1938), легко параллелизуется с разрезами палеогена для бассейнов Тобола и Аята, по П. Л. Безрукову. Много интересных данных по стратиграфии верхнего мела и палеогена имеется в работе Н. И. Архангельского (1941). Исключительно важное значение представляет работа И. М. Покровской, в которой приведены большие списки пыльцы растений, встреченной в палеоценовых отложениях Ивдельского района и в бассейнах рек Ляли и Лобвы. Находка Р. Н. Принцем в Каменском районе датского *Nautilus bellerophon* L u n d в сопровождении большого числа меловых кремневых губок дает основание подобную песчаную губковую фацию всюду относить к датскому ярусу.

Все перечисленные работы касаются главным образом стратиграфии мела и палеогена, основанной, с одной стороны, на определениях фауны и флоры, с другой — на параллелизации изучаемых разрезов с разрезами соседних районов с уже разработанной стратиграфией. Работ же, посвященных специально минералого-петрографическим исследованиям этих отложений на восточном склоне Урала, почти не велось.

## Д а т с к и е о т л о ж е н и я

Отложения датского яруса залегают трансгрессивно то на различных горизонтах континентальных свит мела, то на слоях маастрихта, то на породах палеозоя.

Датские отложения представлены прибрежными фациями моря и характеризуются быстрой изменчивостью гранулометрического состава осадков по простиранию. Поэтому в разных районах исследованной области датские отложения начинаются различными породами и обнаруживают некоторое разнообразие в разрезах. Вообще же датский ярус всюду сложен кварцевыми и кварцево-глауконитовыми песками с подчиненными

слоями песчаников с опоковым цементом. Встречаются слои конгломератов до 1,5 м мощностью с плотным опоковым цементом. Во многих случаях отложения начинаются слоем чистых кварцевых песков, содержащих в тонкой фракции много кристалликов моноклинного цеолита. В районе р. Течи, близ с. Ветродуйки, датские отложения начинаются слоем рыхлого кварцево-глауконитового песчаника мощностью в 2 м, в котором цементом служат опоковое вещество и фосфат кальция.

## Палеоценовые отложения

На основании изучения разрезов палеоцена по весьма различным районам можно заметить, что в общем с момента существования палеоценового моря вся область седиментации восточного склона Урала претерпевала постепенное опускание, которое приводило к накоплению все более и более глубоководных осадков. Однако, несмотря на доминирующую роль нисходящих движений, в течение этого периода возникали и кратковременные поднятия, которые охватывали иной раз почти всю область и приводили не только к перерыву в отложениях, но и к местным размывам.

Для всей изученной нами территории восточного склона Урала можно выделить следующие основные литологические горизонты, которые весьма постоянно выдерживаются вдоль западной полосы развития палеоцена: 1) горизонт кварцево-глауконитовых песков и песчаников, 2) горизонт аргиллитов, 3) горизонт опок и диатомитов.

1. Горизонт кварцево-глауконитовых песков и песчаников. Палеоценовые отложения залегают то непосредственно на палеозое, то на размытой поверхности мела и начинаются нередко грубыми песками и песчаниками или конгломератами с полимиктовым характером песчано-галечного материала. Породы эти характеризуются слабой сортировкой терригенных обломков и быстрой изменчивостью гранулометрического состава по простирацию слоев. Кластический материал их состоит из обломков кварцевых зерен, кварцитов, кремнистых пород и различных эффузивов, кварцево-полевошпатовых агрегатов, зерен микроклина и кислого плагиоклаза. Здесь же имеются переотложенные и образовавшиеся на месте агрегатные зерна яркозеленого глауконита. Цементом служит, обычно, глинистый материал и опаловое вещество, но имеются также участки с сидеритовым цементом.

Вверх по разрезу грубые кластические породы переходят в более мелкозернистые пески и песчаники. Породы эти отличаются меньшим разнообразием минерального состава и более совершенной сортировкой по крупности терригенного материала. Среди кластических зерен начинает преобладать кварц; в подчиненном количестве присутствуют обломки кремнистых агрегатов и зерен глауконита. Встречаются единичные зерна полевых шпатов и пластинки слюд. В тонких фракциях присутствуют бесформенные частички опала, тончайшие чешуйки глинистых минералов, кристаллики моноклинного цеолита и пылевидный сидерит. Присутствуют стяжения пирита и сферокристаллы сидерита. Последний образует также и самостоятельные прослои. В Ново-Лялинском районе в нижних слоях этого песчаного горизонта развиты опоко-глауконитовые породы, состоящие на 70—80% из аутигенных образований глауконита, погруженных в глинисто-опаловую массу. Такие породы мною (Рабинович и Ренгартен, 1944) предложено называть «глауконититами», так как термин «глауконитовые песчаники» к ним неприложим.

В Алапаевском районе в основании палеоценовых отложений залегают слои в 0,1 м мощности фосфорита с содержанием  $P_2O_5$  около 21% (Н. В. Ренгартен, 1948<sub>2</sub>).

2. Горизонт аргиллитов. Над горизонтом кварцево-глауконитовых песков и песчаников лежит толща темносерых, иногда песчанистых аргиллитов. По внешнему виду аргиллиты очень сходны с глинистыми опоками, поэтому они в литературе обычно не выделяются в самостоятельный горизонт и несут название опоконидных глин. На самом же деле аргиллиты резко отличаются по своему минеральному составу от опоконидных глин и занимают совершенно определенное стратиграфическое положение в общем разрезе палеоцена. Во многих районах исследованной территории эти аргиллиты бывают смыты, так как вышележащая толща опок налегает трансгрессивно. И. М. Покровской обнаружено в аргиллитах обилие пыльцы и спор, которые характеризуют эоцен-палеоценовый возраст данных отложений. Аргиллиты состоят в основном из тонкочешуйчатых глинистых минералов группы монтмориллонита, чем они резко отличаются от опоконидных глин, в которых главенствующая роль принадлежит мельчайшим опаловым частицам. Аргиллиты часто содержат новообразованные кристаллики цеолита и несут неравномерную примесь песчаных и алевритовых частиц кварца, глауконита, плагиоклазов, слюд и т. п. Среди горизонта аргиллитов встречаются прослой алевритов и песков.

В северной части описываемой территории к верхней части горизонта аргиллитов приурочены прослой и участки, обогащенные окисными соединениями марганца. Необходимо отметить, что здесь в аргиллитах присутствует исключительно большое количество аутигенных образований моноклинного цеолита (группы морденита). Цеолит не только рассеян в виде отдельных кристалликов и мелких нежных агрегатов, но и образует сравнительно крупные (диаметром до 2 см) скопления (белые «глазки»), которые отчетливо выделяются на темносером фоне аргиллитов. Здесь же основная масса аргиллитов заметно обогащается плохо сортированным по величине зерен песчаным материалом. Последний образует прослой, линзы, гнездовые скопления. Именно с этими участками песчанистых аргиллитов обычно и бывают связаны выделения псиломелана и пиролюзита.

3. Горизонт опок, диатомитов и трепелов. Дальше от берега, т. е. к востоку, аргиллиты фациально замещаются более глубоководными осадками — глинистыми диатомитами, опоками, трепелами. Те же породы сменяют аргиллиты и вверх по разрезу, что, кстати, указывает на усиление морской трансгрессии, вызывающей смещение фаций в сторону берега. В северных районах к нижней части этого горизонта приурочены новообразования карбонатных соединений марганца.

Мощность описываемого горизонта иногда достигает 100 м и более. Он представлен, как указывалось выше, диатомитами, песчанистыми и глинистыми опоками, рыхлыми трепелами. Объединяющим признаком всех этих типов пород является первенствующее значение в их составе водного кремнезема. В диатомитах и трепелах кремнезем представлен в виде скелетных остатков диатомей и спикул кремневых губок. В опоках он присутствует главным образом в виде округлых телец и бесформенных частиц опала. Опки нередко содержат неравномерно распределенную примесь песчаного материала. Последний местами настолько обогащает опоку, что превращает ее в песчаник, который образует линзы, прослой и неправильные участки среди толщи опок.

## **V. О НЕКОТОРЫХ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛАХ ИЗ МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА**

При литологическом изучении меловых и палеоценовых отложений восточного склона Урала выяснилось, что некоторые стратиграфические горизонты характеризуются наличием определенных аутигенных

минералов. Последние являются или сингенетическими, тогда они служат индикаторами физико-химических условий накопления осадков, или эпигенетическими, указывающими на характер диагенеза и выветривания.

В случаях, указанных ниже, эти минералы могут считаться надежными коррелятивами при сравнении осадков различных горизонтов между собой.

1) Беликовые отложения, относящиеся к нижней континентальной свите нижнего мела, характеризуются эпигенетическими выделениями гидроокислов железа и гояцита.

2) Белые огнеупорные глины континентальной свиты нижнего мела содержат новообразования каолинита и иногда свободные гидраты глинозема.

3) Глинисто-железистые отложения континентальных свит нижнего и верхнего мела изобилуют выделениями свободных гидратов глинозема, железа и содержат новообразования каолинита.

4) Морские осадки кампана и маастрихта содержат большое количество карбоната кальция, а в базальных слоях маастрихта встречаются желваки черного фосфатного вещества.

5) Морские отложения датского яруса характеризуются присутствием моноклинного цеолита, опала, глауконита, монтмориллонита.

6) Морские отложения палеоцена богаты опалом, глауконитом, моноклинным цеолитом, бейделлит-нонтронитовыми минералами, местами содержат скопления окисных и карбонатных соединений марганца; в базальных слоях иногда присутствуют сплошные выделения белого фосфата кальция.

На табл. 1 приведены главные аутигенные минералы изученных нами отложений и указано их распределение в общем стратиграфическом разрезе. Приведенный список является далеко не полным, и при дальнейших исследованиях он, очевидно, будет значительно расширен.

**Глинистые минералы.** Обращает на себя внимание закономерность в распределении глинистых минералов. Для континентальных свит мелового возраста главным породообразующим минералом пелитоморфных осадков служит каолинит. Для морских же отложений верхнего мела (датского яруса) и особенно для морских отложений палеоцена — характерны минералы группы монтмориллонита.

Глинистые минералы присутствуют в указанных отложениях частью в виде кластогенного пелитового материала, частью в виде образовавшихся на месте аутигенных частиц. В континентальных меловых отложениях каолинит присутствует всюду, начиная с беликов, но особенно им богаты некоторые озерные осадки (каолинитовые глины Троицко-Байновского, Синарского и других районов), в которых каолинит составляет основную массу всей породы. Каолинит нередко является постоянной составной частью железо-глиноземистых озерных отложений. Аутигенный каолинит ассоциирует в континентальных меловых осадках с гидроокислами железа, гидратами глинозема (в виде аморфного вещества или кристаллического — гиббсита), с углистыми частицами. Терригенными компонентами, сопутствующими каолиниту, обычно являются: кварц, гидрослюды, биотит, полевые шпаты. Каолинитовые породы мезозоя восточного склона Урала изучены и детально описаны В. П. Петровым (1948).

Минералы монтмориллонитовой группы образуют основную массу зеленовато-серых палеоценовых аргиллитов (развитых в районах рек Ляли, Лобвы, Лозьвы) и входят в состав тонких фракций кварцевых и глауконитовых песчаных пород датского (?) и палеоценового возрастов.

Таблица 1

## Некоторые аутигенные минералы из меловых и палеоценовых отложений восточного склона Урала

Возраст	Характер отложений	Наименование пород	Аутигенные минералы												
			Глинистые минералы		голец	цеолит	глауко-нит	белый фосфат-плато-выи	черный фосфат-железак-вай	опал	окислы и карбонаты марганца	гидраты глиносе-ма	гидраты окиси железа	карбонат кальция	
			группа каолинита	группа монт-мориллонита											
Третичный	Палеоцен	Морские	Диатомиты	-	+	-	+	+	-	-	+	+	-	-	-
			Глауконитовые породы	-	+	-	+	++	-	-	+	-	-	-	-
			Аргиллиты с окислами марганца	-	+	-	+	+	-	-	+	++	-	-	-
			Аргиллиты	-	+	-	+	+	-	-	+	-	-	-	-
			Песчаники	-	+	-	+	++	+	-	+	-	-	-	-
Верхний мел	Датский ярус	Морские	Песчаники	?	+	-	+	+	(+)	-	+	-	-	-	
	Маастрихт и кампан		Мергели и песчаники	?	?	-	-	+	-	+	-	-	-	++	
Нижний мел	Неоком	Континентальные	Глинисто-железистые породы	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+	++	-
			Глинисто-железистые породы	+	-	-	-	-	-	-	-	-	++	++	-
			Белые огнеупорные глины	+	-	-	-	-	-	-	-	-	(+)	(-)	-
			Белики	(+)	-	+	-	-	-	-	-	-	-	++	(+)

Монтмориллонитовые породы имеют темносерую и зеленовато-серую окраску; в сыром состоянии легко режутся ножом, непластичны, в воде размокают. При высыхании становятся хрупкими и распадаются на мелкую, угловатую плоскую щебенку. На выветрелых поверхностях этих пород нередко можно наблюдать бурые потеки водных окислов железа.

Среди минералов монтмориллонитовой группы в описываемых породах различаются разные члены этого изоморфного ряда. В темных зеленовато-серых аргиллитах Лялинского района нередко главная роль в пелитоморфной массе породы принадлежит яркополяризующему нонтрониту со средним показателем преломления, близким к 1,586. Нонтронит тонко-чешуйчатый, образует комковатые агрегаты зеленого цвета с жирным блеском.

В аргиллитах, развитых в устьевой части р. Полуночной и близ пос. Лозьвинская Пристань наряду с зелеными нонтронитовыми чешуйками присутствуют (иногда в преобладающем количестве) буровато-коричневые тонкие чешуйки бейделлита с более низкими показателями преломления: по Ng около 1,536 и Nr около 1,500.

По данным специальных исследований П. Ф. Андрущенко, палеоценовые глины из района р. Полуночной на 96,6 % состоят из частиц меньше 0,01 мм, представленных почти исключительно монтмориллонитом. Термическое исследование этого минерала показало характерные эндотермические реакции при 140, 650 и 860°, а рентгенограммы подтвердили кристаллическую решетку монтмориллонитового типа. П. Ф. Андрущенко приводит следующий химический анализ минерала (в %), повидимому, с тонкой примесью опалового вещества.<sup>1</sup>

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O;K <sub>2</sub> O	+ H <sub>2</sub> O	- H <sub>2</sub> O	Сумма
62,00	14,57	3,38	0,14	0,10	2,39	1,06	2,12	4,02	8,28	98,06

Постоянными спутниками бейделлит-нонтронитовых минералов в описываемых палеоценовых отложениях являются: бесформенные каплевидные частички опала, обрывки панцирей диатомей и спикулы кремневых губок, шарообразные стяжения пирита и кристаллики моноклинного цеолита. Часто имеется примесь песчаных и алевритовых частиц кварца, глауконита, хлорита, гидрослюд. Местами (р. Полуночная и др.) присутствуют псиломелан и пиролюзит. Интересно отметить, что аргиллиты, обогащенные окисными соединениями марганца, и аргиллиты, покрывающие эти обогащенные участки, исключительно богаты и новообразованиями цеолита. В песчано-глауконитовых породах и в глауконититах (Ново-Лялинский район) минералы монтмориллонитовой группы входят не только в состав тонких фракций осадков, но проявляют также непосредственную связь с самими зернами глауконита: в частности, они замещают глауконит при его выветривании.

Г о я ц и т считается малораспространенным в природе минералом, но в беликовых отложениях восточного склона Урала он встречается часто, правда в очень небольших количествах, и обнаруживается только

<sup>1</sup> Анализ выполнен П. С. Лазаревич.

во фракциях меньше 0,05 мм. Гояцит бесцветен, образует хорошие кристаллы (размером 0,005—0,50 мм) и мелкие агрегаты. Минерал тригональной сингонии, представлен в тупых ромбоэдрах, близких по углам к кубу. Под микроскопом кристаллы имеют изометричные, почти квадратные очертания. В некоторых агрегатных зернах при скрещенных николях наблюдается шестилучевое секториальное погасание. Минерал одноосный, положительный. Показатель преломления по Ng близок к 1,640, по Nr — к 1,634. Двупреломление низкое, около 0,006. Эти оптические константы соответствуют минералу группы алуниита с формулой  $2 \text{SrO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ . Нам не удалось выделить достаточного количества гоаяцита для химического анализа. Пришлось ограничиться лишь некоторыми качественными определениями. Спектральным путем был установлен стронций только во фракциях, содержащих гоаяцит, а наличие фосфора доказано положительной реакцией с молибденово-кислым аммонием.

Гояцит обнаружен нами (Н. В. Ренгартен, 1948<sub>1</sub>) в различных по гранулометрическому составу беликовых отложениях, что указывает на эпигенетичный характер его происхождения. По нашему мнению, гоаяцит возник при процессах выветривания, которые на некоторый период охватили разнообразные беликовые отложения вскоре после их образования. Этим объясняется и региональное распространение гоаяцита в пределах указанных отложений и строгая приуроченность его только к породам беликовой свиты.

Источником стронция для гоаяцита послужили, вероятно, обломки окремненных известняков, в которых стронций мог присутствовать в форме изоморфной примеси или в виде целестина. При выветривании этих обломков остатки карбоната кальция были легко и полностью удалены, а целестин, как менее растворимый, остался на месте. Присутствующий в беликах пирит в условиях выветривания окислялся с образованием свободной серной кислоты. Последняя могла перевести в раствор целестин, и при наличии гидратов глинозема и фосфорнокислых соединений синтезировался гоаяцит. Гидраты глинозема могли приноситься грунтовыми водами из вышележащих красноцветных глин. Фосфор в виде фосфорнокислых солей органогенного характера или заключался в обломках известняков или заимствовался из поверхностных вод.

Цеолит группы морденита был нами обнаружен (Н. В. Ренгартен, 1945) во многих пунктах восточного склона Урала. Для датского яруса этот минерал служит надежным коррелятивом, отличающим датские слои от более низких горизонтов мела. Цеолитсодержащие породы встречены среди датских отложений Алапаевского, Троицко-Байновского, Каменского, Синарского и Теченского районов. Кристаллы цеолита обычно приурочены к песчаным отложениям и находятся главным образом в тонких (меньше 0,01 мм) фракциях осадков. В этих фракциях количество цеолитов иногда доходит до 95 % (табл. 2). Встречаются породы (р. Колчеданка), в которых цеолиты составляют по весу около 17 % всей породы.

В палеоценовых морских осадках цеолит также является обычным спутником глинистой части песчаных пород. Но особенно богаты новообразованиями цеолита бейделлит-нонтронитовые аргиллиты района рек Полуночной и Лозьвы, в которых цеолит присутствует не только в виде отдельных кристалликов и мелких агрегатов, рассеянных в массе породы, но также образует крупные (диаметром до 3—4 см) обособленные скопления.

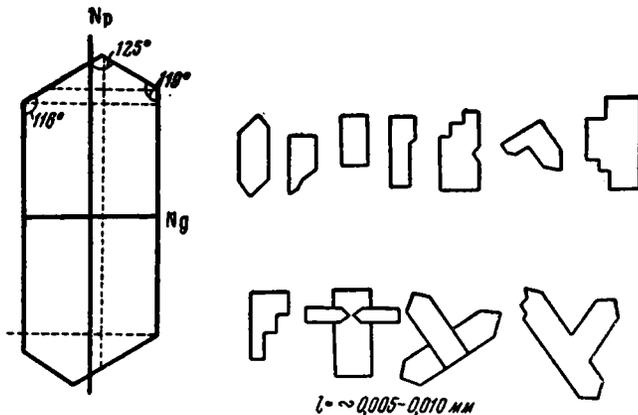
В большинстве случаев породы, содержащие цеолит, относятся к мелкозернистым кварцевым песчаникам. Гранулометрический состав их и содержание цеолита в тонкой фракции даны в табл. 2.

Гранулометрический состав и содержание цеолита в тонкой фракции  
(в %)

Место взятия образца	Размеры частиц (в мм)				Цеолит во фракции < 0,01
	> 0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	< 0,01	
Река Сипара . . . . .	0,2	93,6	6,0	6,0	70
Сел. Соколовское . . . . .	1,8	93,6	0,9	3,4	60
То же . . . . .	0,3	82,2	0,8	9,7	50
Река Колчеданка . . . . .	—	76,5	1,1	24,0	70
То же . . . . .	0,3	89,2	0,8	9,7	95

Песчаные зерна окатаны, принадлежат в основном кварцу, реже встречаются глауконит, щелочные полевые шпаты и кремнистые агрегаты. Тонкие фракции этих песков состоят из хорошо образованных кристалликов цеолита, пластинок зеленого хлорита и глинистого материала. Некоторые пластинки хлорита содержат включения кристалликов цеолита.

Кристаллы цеолита имеют размеры в среднем 0,005—0,01 мм. Они бесцветны, имеют призматический облик с ясно выраженными кристаллографическими очертаниями; относятся к моноклинной сингонии. В них определяются: плоскость симметрии, параллельная грани второго пинакоида (010), одна двойная поворотная ось [010] и центр инверсии.



Фиг. 2. Кристаллы цеолита.

Кристаллы образованы комбинациями различных пинакоидов (фиг. 2). Углы между ними в общем постоянны и равны:  $116^\circ$  — угол между (100) и (001) и  $125^\circ$  — угол между (001) и (101). По (010) спайность совершенная, по (001) — менее совершенная. Удлинение минерала отрицательное; погасание, близкое к прямому. Оптическая индикатриса расположена так, что ось  $N_p$  совпадает с третьей кристаллографической осью, ось  $N_m$  — со второй, а ось  $N_g$  находится в плоскости (010) под небольшим углом к первой кристаллографической оси. Показатели преломления определены иммерсионным методом:  $N_g = 1,487$ ;  $N_m = 1,485$ ;  $N_p = 1,483$ .

При отборе минерала для химического анализа не удалось полностью отделить от цеолита незначительную примесь хлорита. Принимая (условно) состав хлорита



из (пересчитанного на 100%) анализа цеолита вычитаем  $\text{MgO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и соответствующие им (по формуле хлорита)  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

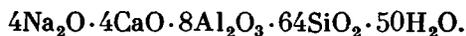
Химический состав цеолита

Анализ смеси цеолита с хлоритом			Состав цеолита	
окислы	вес. %	мол. колич.	в мол. кол.	в пересчете на 100% вес.
$\text{SiO}_2$	59,58	993	950	63,6
$\text{TiO}_2$	0,60	8	8	0,7
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14,64	144	123	14,0
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,32	21	—	—
$\text{MgO}$	1,31	33	—	—
$\text{CaO}$	2,61	47	47	2,9
$\text{K}_2\text{O}$	1,68	18	18	1,9
$\text{Na}_2\text{O}$	0,66	11	11	0,8
+ $\text{H}_2\text{O}$	5,75	320	256	5,1
— $\text{H}_2\text{O}$	9,85	547	547	11,0
	100,00			100,0

Выводим эмпирическую формулу цеолита:



Эта формула очень близка к известному в литературе составу морденита:



Однако наш цеолит не может быть назван собственно морденитом, так как от последнего он отличается иной ориентировкой оптической индикатрисы и немного более высокими показателями преломления.

У морденита плоскость оптических осей не параллельна, а перпендикулярна (010);  $Ng = 1,476$ ;  $Np = 1,471$ .

Вопрос о генезисе моноклинного цеолита из датских и палеоценовых отложений восточного склона Урала еще не вполне разрешен. Несомненно, что этот минерал образовался в породах, а не принесен извне вместе с терригенным материалом. Трудно представить, чтобы наряду с прекрасно отсортированными песчаными частицами в бассейне механически осаждались бы тонкие, пелитовые частицы, принадлежащие исключительно хлориту и цеолиту. Нахождение аутигенного цеолита только в морских отложениях говорит о том, что этот минерал генетически связан с морем. Однако мы полагаем, что образование и сохранение тончайших кристалликов цеолита не шло одновременно с осадчением терригенного (тем более отсортированного песчаного) материала в условиях очень подвижной морской среды. Повидимому, кристаллы цеолита возникли и развились в свежем

осадке, когда он еще находился под уровнем моря и был пропитан морской водой. Правильное развитие кристаллов с образованием концевых граней указывает на благоприятные условия для их свободного роста, т. е. процесс минералообразования шел в рыхлом, не затвердевшем осадке.

В результате взаимодействия морской воды и продуктов выветривания алюмосиликатного терригенного материала стали выпадать кристаллы цеолита.

Основными источниками сноса алюмосиликатного терригенного материала, вероятно, являлись в большинстве случаев эффузивные породы типа плагиоклазовых порфиритов, широко развитых вдоль всего восточного склона Урала. В песках датского яруса, например, встречаются пластинки хлорита, содержащие кристаллики цеолита. Возможно, что эти хлорито-цеолитовые агрегаты развились на месте обломков основной (гиалопилитовой) массы эффузивов, где стекло было замещено хлоритом, а плагиоклазовые микролиты — цеолитом.

Несомненно, что образование цеолитов в осадочных отложениях происходит гораздо чаще, чем принято было думать.

Интересно подчеркнуть, что процесс цеолитообразования, столь малоизвестный для осадочных отложений вообще, в осадках датского яруса и палеоцена на восточном склоне Урала приобрел весьма широкое развитие. Региональная цеолитоносность пород датско-палеоценового возраста является их характерной особенностью, она может служить надежным коррелятивом, отличающим эти породы от более древних морских отложений и от послепалеоценовых континентальных образований.

Г л а у к о н и т на Урале имеет особенно широкое распространение в отложениях палеоцена. Встречаются породы (Ново-Лялинский район), которые на 80% состоят из аутигенных зерен глауконита. Глауконит обычно ассоциирует с опоковым веществом; в переменном количестве присутствуют песчаные и алевритовые частицы кварца и реже — других минералов. Породы часто содержат сингенетичные выделения пирита и сидерита. Аутигенные зерна глауконита значительно крупнее, чем присутствующие тут же песчаные частицы; они имеют неправильные формы с мягкими, плавными очертаниями. В проходящем свете свежие зерна окрашены в яркозеленый цвет. При скрещенных николях некоторые зерна изотропны, другие же обнаруживают точечную, микроагрегатную поляризацию. Изредка встречаются отдельные пластинки или пластинчатые агрегаты, в которых кристаллы достигают размеров, достаточных для оптического исследования. В густоокрашенных зернах глауконита наблюдается плеохроизм от темнозеленого по Ng до бледнозеленого по Np. Обычно в анизотропных густоокрашенных зернах цвета интерференции накладываются на интенсивную окраску самого минерала и кажутся аномально зелеными. В редких случаях наблюдается нормальная интерференционная окраска, соответствующая двупреломлению порядка 0,015—0,020. В свежих двупреломляющих пластинках показатели преломления по Np колеблются от 1,600 до 1,607; по Ng и Nm (по этим направлениям показатели близки) — от 1,615 до 1,627.

По своим оптическим свойствам глауконит близок к слюдам. Ориентировка оптического эллипсоида в нем соответствует ориентировке такового в слюдах второго рода, т. е. плоскость Ng — Np параллельна (010), и ось Nm совпадает со второй кристаллографической осью. Глауконит двуосный, отрицательный. Угол оптических осей, по нашим определениям, находится в пределах 18—20°. В бледнозеленых, обедненных железом зернах 2V опускается до 0°. Удлинение кристаллов, как правило, положительное. Однако встречаются отдельные пластинки, вытянутые вдоль оси Np. Спайность по (001) и (010) наблюдается крайне редко.

При выветривании глауконит или бурееет, переходя в гидроокислы железа, или, наоборот, совсем обесцвечивается, давая бесцветную массу аморфного водного кремнезема и слегка зеленоватый тонкочешуйчатый глинистый монтмориллонитовый минерал типа нонтронита, с Nm около 1,560—1,570.

Вынос железа при выветривании глауконита начинается с его периферии. В обедненных железом зернах можно заметить бесцветный или бледнозеленый вторичный (или остаточный?) глинистый тонкочешуйчатый минерал, сохраняющий обычно полностью облик первичного глауконитового зерна. При сильных увеличениях видно, что многие агрегаты нонтронит-монтмориллонитового минерала обладают микропористым, губчатым строением и что все мельчайшие поры в них выполнены бесцветной массой изотропного кремнезема. Последний, однако, при тех же увеличениях не обнаруживается внутри свежих глауконитовых зерен.

В лаборатории Уральского геологического управления произведены химические анализы двух образцов свежих глауконитов (пробы № 1 и № 2) и одного образца выветрелого глауконита (проба № 3). Анализы приведены в табл. 4.

Т а б л и ц а 4

Химический состав свежего и выветрелого глауконита  
(в %)

Окислы	Проба № 1	Проба № 2	Проба № 3
SiO <sub>2</sub>	45,33	50,31	64,93
TiO <sub>2</sub>	1,12	0,96	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,07	10,58	2,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,36	15,65	20,08
FeO	9,58	4,89	1,13
MgO	3,39	3,65	1,53
CaO	1,38	1,60	0,59
R <sub>2</sub> O	5,69	4,09	3,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,14	0,09
П. п. п.	10,33	8,60	4,80
Сумма	100,25	100,47	99,61

Анализу подвергался глауконитовый концентрат, свободный от цементирующего глауконитовую породу аморфного кремнезема, но содержащий незначительную примесь кварца и сидерита; кальцит в породе отсутствует.

В проанализированных образцах свежего глауконита

$$\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 : \text{R}^{\circ}\text{O} = 4,4 : 1 : 1,5 \text{ (проба № 1).}$$

$$\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 : \text{R}^{\circ}\text{O} = 4,1 : 1 : 0,9 \text{ (проба № 2).}$$

В выветрелом глауконите (проба № 3) отношение

$$\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 = 6,6 : 1.$$

Спектроскопически установлено во всех исследованных глауконитах характерное присутствие ванадия, титана и меди при полном отсутствии лития.

Вопрос о происхождении глауконитов — сложный и до сих пор еще не вполне разрешенный.

Глаукониты из палеоценовых осадков восточного склона Урала имеют признаки, указывающие на их коллоидальную природу (повышенная способность к катионному обмену, комковатые с грубо радиальными трещинками усыхания формы и микроагрегатное строение зерен). Происхождение их рисуется нам следующим образом: дисперсные частички глинистых минералов взаимодействуют с коллоидами  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , находящимися в водной среде, или происходит коагуляция гидрозолей  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и осаждение сложного по составу гидрогеля. Эти процессы сопровождаются поглощением ионов  $\text{K}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Cu}$  и других металлов из морской воды и окружающего илистого осадка. В результате получается метаколлоидальный продукт, соответствующий по составу глаукониту. В процессе диагенеза происходит раскристаллизация аморфного глауконитового вещества.

Ассоциация глауконита с терригенным песчано-глинистым материалом свидетельствует о том, что при формировании этого минерала водная среда должна была быть достаточно подвижной, способной перемещать обломочные зерна размером 0,15—0,25 мм. При этом имелся некоторый дефицит кислорода. На это указывают наличие, кроме окисных, также закисных форм железа в составе глауконита и присутствие в массе цемента сингенетичных образований сидерита. Достаточная подвижность морской воды могла вызывать частые перемещения уровня кислородной поверхности. Последняя то опускалась почти до верхней границы осадков, и тогда шло интенсивное образование глауконита (глауконитовая геохимическая фация Л. В. Пустовалова), то поднималась на некоторое расстояние над осадком, что приводило к образованию в нем сидерита.

Белый фосфат кальция обнаружен нами в базальных слоях датских отложений в районе р. Течи (около дер. Ветроудуйки) и в палеоцене Алапаевского района. В первом случае фосфат кальция присутствует в цементе кварцевых песчаников, образуя в нем мелкие комочки. Во втором случае в основании палеоценовых отложений залегает слой в 0,1 м мощности белого фосфорита. Фосфорит мучнистый, полурыхлый, содержит в средней пробе 20,89%  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

**Гранулометрический состав  
палеоценового фосфорита  
Алапаевского района**

Фракция (в мм)	%
1,0 — 0,5 . . . . .	3,40
0,50 — 0,25 . . . . .	1,16
0,25 — 0,10 . . . . .	6,92
0,10 — 0,05 . . . . .	2,92
0,05 — 0,01 . . . . .	4,92
< 0,01 . . . . .	80,62

Во всех фракциях, кроме самой тонкой (меньше 0,01 мм), преобладают кластические зерна кварца, затем имеются комочки фосфата и обломки призматических кристалликов щелочного полевого шпата (альбита и ортоклаза). Количество кварца во фракции 0,25—0,10 мм равно 84%, фосфата — 14% и полевого шпата — 2%. В более тонких фракциях количество фосфата увеличивается.

Фракция меньше 0,01 мм, которая является основной для данной породы, состоит главным образом из фосфата с небольшой (до 10%) примесью глинистых и кварцевых частиц. Карбонаты совершенно отсутствуют.

Фосфат кальция под микроскопом в проходящем свете имеет светлую зеленоватую или коричневатую окраску; почти изотропен,  $N = 1,596 \pm 0,001$ . При скрещенных николях на общем почти изотропном фоне фосфатного вещества наблюдаются точечные и чешуйчатые примеси распыленного в нем ясно поляризующего глинистого материала.

Из фракции фосфорита меньше 0,01 мм был произведен химический анализ самого фосфата. За вычетом примесей и нерастворимого остатка, получены следующие результаты (в пересчете на 100%):

Компоненты	%	Молекулярное количество
CaO	54,4	971
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	37,4	260
CO <sub>2</sub>	4,0	90
F	1,6	84
+H <sub>2</sub> O	0,9	50
-H <sub>2</sub> O	1,7	94
	100,0	

Формула фосфата близка к  $3 \text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot \text{Ca}(\text{OH}, \text{F})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ .

Состав минерала и его оптические свойства сближают его с фосфатами типа коллофанита.

## VI. НЕКОТОРЫЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Меловые и палеоценовые осадки восточного склона Урала в тектоническом отношении резко отличаются от более древних осадочных образований этой же области, которые, как известно, пережили ряд интенсивных горообразовательных процессов. Наиболее молодыми отложениями, затронутыми интенсивной складчатостью, являются верхнетриасовые, смятые киммерийской фазой орогенеза. Меловые же и палеоценовые осадки в пределах восточного склона Урала залегают почти горизонтально и не несут признаков регионального метаморфизма. Некоторые исследователи (В. А. Вахрамеев, В. П. Ренгартен и др.) полагают, что мезокайнозой восточного склона Урала образует весьма пологие, едва уловимые складки северо-восточного простираения с падением в крыльях около 5°.

Вслед за горообразовательными движениями киммерийской фазы складчатости произошло мощное эпейрогеническое поднятие, которое надолго вывело значительные участки исследованной нами страны из зоны осадконакопления и обусловило широкое развитие на них денудационных процессов. В связи с этим на больших площадях были уничтожены триасово-юрские осадки и часть более древних отложений. Начавшееся затем постепенное ослабление восходящих движений замедлило процессы размыва и в результате привело к развитию мощной толщи коры выветривания.

К началу нижнемелового времени усиливается роль нисходящих эпейрогенических движений, и вдоль восточного склона Урала зарождается обширная зона аккумуляции. При этом накопление осадков начинается не одновременно по всей депрессионной зоне, а приурочивается прежде всего к наиболее пониженным участкам.

В результате эрозионных процессов, а также в силу особенностей состава пород (различной сопротивляемости их процессам выветривания и т. д.), наиболее пониженными оказались области развития известняков палеозоя, а наиболее возвышенными — области распространения изверженных

пород. Нижнемеловые седиментационные процессы начались именно на этих пониженных участках, т. е. на участках сплошного развития карбонатных пород, которые к этому времени, очевидно, представляли собой достаточно закарстованные области с типичными непокрытыми формами карста. Осадки, отложившиеся в этих отрицательных формах карстового рельефа (и частью вне их), получили название «беликовых» отложений.

В период образования беликовых отложений по всей области накопления восточного склона Урала шло возрастание роли нисходящих эпейрогенических движений. В силу этого уже в верхних горизонтах беликовой толщи начинают преобладать отложения тонких глинистых материалов, которые накапливались в низовьях широких речных долин, с медленным, спокойным течением. Постепенно появилась густая сеть болот и озер, которая вскоре покрыла всю площадь восточного склона Урала. Стали накапливаться толщи тонкоотмученных каолинистых глин, глиноземно-железистые (бокситоносные) глинистые осадки и т. д.

Эти отложения, в отличие от беликов, характеризуются второстепенной ролью в их составе грубообломочного материала, преобладанием тонкоизмельченного глинистого материала и дисперсных коллоидальных образований, а иногда и обилием обугленных растительных остатков. Равнинный ландшафт и связанная с ним слабая транспортирующая деятельность текучих вод обусловили, повидимому, обильное развитие растительного покрова и создали благоприятные условия для накопления растительных остатков. Климатические условия и медленные процессы эрозии способствовали глубокому химическому разложению первичных алюмосиликатов в зоне выветривания. Процессы шли не только до образования каолинитов и других вторичных водных силикатов, но и дальше, вплоть до возникновения свободных гидратов окислов алюминия, кремнезема и др. Эти продукты выветривания выносились во взвешенном и растворенном состоянии в озерные бассейны, где в силу резко отличных условий среды, под влиянием электролитов они коагулировали и выпадали из растворов (А. Д. Архангельский, 1936).

В конце нижнемелового периода (в конце альба, по В. П. Ренгартену) в некоторых участках описываемой области начали преобладать восходящие колебательные движения над нисходящими. В этих участках процессы осадконакопления или замедлились или прекратились совсем, и слои нижнемелового возраста подверглись выветриванию и размыву. С этим периодом В. А. Вахрамеев (1946) связывает образование железорудных месторождений алапаевского типа. По моим представлениям, в этот же период могли произойти и некоторые существенные изменения в породах беликовой свиты, в частности: выщелачивание карбоната кальция, частичное окисление пирита и образование гояцита (Н. В. Ренгартен, 1948<sub>1</sub>).

В начале верхнего мела происходит новое опускание, и в описываемой зоне начинается вновь накопление речного аллювия, а затем и озерных отложений верхней континентальной свиты мела.

В кампанское и маастрихтское время в южной части восточного склона Урала наступила морская трансгрессия. Постепенно, с кратковременными перерывами и регрессиями, море охватывало все более и более обширные области суши. В датско-палеоценовое время оно уже наступало и с севера и с востока и вскоре распространилось по всей территории восточного склона Урала.

Кампанские осадки сохранились на очень небольших участках, так как были размывы наступившим маастрихтским морем. Нам пришлось наблюдать один лишь выход кампанских слоев, поэтому мы не можем иметь достаточного представления о характере осадков и режиме морского

бассейна кампана. Маастрихтские отложения сохраняются уже на больших площадях. Они характеризуются обилием карбоната кальция, который присутствует как в виде обломков раковин пелеципод, фораминифер и др., так и в виде иллитой, пелитоморфной массы. Это обилие карбоната в осадках свидетельствует о теплом море.

Режимы морских бассейнов датского и палеоценового времени были близки между собой и существенно отличались от режимов морского бассейна маастрихта. Главными отличительными особенностями датско-палеоценовых осадков являются следующие: 1) обилие в них коллоидальных образований (опала, глауконита, марганцевых минералов и т. д.); 2) наличие аутигенных выделений моноклинного цеолита; 3) полное отсутствие среди них известковистых фаций.

Отложения датско-палеоценового возраста изучены нами наиболее полно, поэтому остановимся на них подробнее. В датско-палеоценовое время вся территория восточного склона Урала представляла собой неритовую область открытого моря, распространявшегося далеко на восток. Причудливая и изменчивая конфигурация береговой линии и другие причины вызвали в этой области развитие осадков весьма различных фаций. Однако, несмотря на кажущуюся пестроту и непостоянство фаций, можно уловить определенную закономерность в их пространственном распределении. Намечается несколько крупных фациальных зон, которые постепенно замещают одна другую в горизонтальном направлении и располагаются в следующем порядке, по мере удаления от берега:

- 1) зона галечников и песков;
- 2) зона глинистых осадков;
- 3) зона опало-глауконитовых отложений;
- 4) зона опоковидных глин, диатомитов и трепелов.

Разнозначные движения береговой линии вызвали смещение этих зон, что отражалось в вертикальных разрезах перемежаемостью различных типов осадков. Несомненно, что при специфических особенностях каждого участка моря местами некоторые из фациальных зон могли отсутствовать, и, в зависимости от характера самого берега, к нему могли примыкать непосредственно различные зоны.

Рассмотрим характер каждой фациальной зоны.

1. **Зона галечников и песков.** Эта зона относится к самой прибрежной области моря. Здесь водная среда отличалась большой подвижностью, которая вызывалась сильными волнениями и течениями. Концентрация солей в воде часто могла нарушаться притоками пресных вод. Осадки этой зоны представляют собой накопление терригенного грубозернистого материала. Процессы минералообразования здесь, как правило, не происходили. Однако эти галечники и пески сцементированы явно аутигенными выделениями опала, глауконита, сидерита и др. Мне представляется, что последние не сингенетичны терригенному осадку и появились позже, при смещении фациальных зон, когда осадок прибрежной зоны переходил в более глубокую зону процессов минералообразования. Интересно отметить, что если базальный слой песчаника или конгломерата имеет, например, сидеритовый цемент, то вверх по разрезу обычно мы встречаем и слои этого сидерита (Лозьвинская Пристань); если же цементом в базальном слое служит опоковидный материал, то выше обнаруживаются слои чистой опоки (Новая Ляля) и т. д. Можно заключить, что появление в песках и галечниках аутигенных образований опала, карбоната железа, глауконита и др. знаменует дальнейшую трансгрессию моря.

2. **Зона глинистых осадков.** Эта зона или следовала за зоной галечников и песков, или же непосредственно примыкала к

низким берегам, где не было обильного притока текучих вод, и терригенный материал, сносимый с суши, был тонко измельчен. Осадки этой зоны состоят в основном из тонкочешуйчатого глинистого минерала (типа монтмориллонита), к которому в переменном количестве примешивается песчаный материал и мельчайшие частицы опала, глауконита и карбоната.

В этих осадках всегда присутствуют новообразованные кристаллики цеолита, стяжения пирита и не редок сидерит. Частички опала и глауконита или заносились волнениями из более глубоких частей моря, или образовывались тут же. Возможно, что первоисточниками глинистых минералов бейделлит-нонтронитового ряда послужили порфириды, которые были широко развиты вдоль восточного склона Урала и часто слагали прибрежные участки суши. Частично глинистое вещество могло быть принесено в морские бассейны в виде тонкоизмельченного терригенного материала; частично же оно могло образовываться и в самом бассейне при коагуляции коллоидных растворов, поступавших с суши.

В зоне глинистых осадков, вероятно, существовали преимущественно восстановительные условия, на что указывает, в частности, присутствие сингенетичных выделений сидерита. Одним из благоприятных условий существования и тем более образования бейделлит-нонтронитовых минералов была, видимо, слабо щелочная реакция водной среды ( $\text{pH} \geq 7$ ).

3. **З о н а о п о к о - г л а у к о н и т о в ы х о т л о ж е н и й.** Эта зона располагается глубже, вслед за зоной глинистых осадков. В ней, наряду с приносом тонкого глинистого материала, шло интенсивное образование из коллоидных растворов опала и глауконита. Зона характеризуется сложными процессами минералообразования, к каковым относится природный синтез глауконита.

4. **З о н а о п о к и д и а т о м и т о в.** Эта зона относится к наиболее глубоким участкам неритовой области палеоценового моря. Здесь уже роль кластического материала в отложениях невелика. Основная масса осадков представлена или бесформенными и шарообразными частицами опала, или обломками панцирей диатомовых водорослей и спикул кремневых губок. Как второстепенная составная часть осадка присутствует тонкодисперсный глинистый материал. Присутствие разлагающихся органических остатков при малой подвижности воды обуславливало восстановительный характер водной среды. Это было благоприятно для выделения пирита и сидерита, которые в рассеянном виде часто присутствуют в этих осадках.

Отсутствие в отложениях датско-палеоценовых морей карбоната кальция можно объяснить сравнительно низкими температурами морских вод, которые удерживали кальций в растворе. В силу этого, если даже кальций и поступал в бассейн с суши в количестве не меньшем, чем в маастрихтское время, то он в прибрежной и неритовой области не выпадал в осадок и не фиксировался в нем органогенным путем, а удерживался некоторое время в растворах и мог уноситься в более глубокие части моря. Широкое развитие в датско-палеоценовых морях процессов коллоидного минералообразования, протекающих обычно наиболее интенсивно при низких и колеблющихся температурах, говорит также об относительно низкой температуре вод этих морей. Вполне возможно, что низкие температуры датско-палеоценовых вод связаны с появлением в этот период холодных течений.

---

## Л И Т Е Р А Т У Р А

- Архангельский А. Д. К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР. Сб. «Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. 2. Изд. Акад. Наук СССР, М., 1936.
- Архангельский Н. И. Мезозойские отложения восточного склона Среднего Урала. Тр. Урал. горно-геол. упр., 1941.
- Архангельский С. Д. Геологические исследования третичных и послетретичных образований на вост. склоне Урала в бассейнах рек Пышмы, Ирбита, Исети. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 227.
- Безруков П. Л. Верхнемеловые и палеогеновые отложения бассейна верховьев р. Тобол. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1934, 12, вып. 2.
- Безруков П. Л. Морские меловые отложения Урала. Геологическая карта Урала. Объяснительная записка. 1939.
- Белянкин Д. С., Иванов Б. В. и Лапин В. В. Материалы по минералогии уральских бокситов. Тр. Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд. Акад. Наук СССР, 1937.
- Белянкин Д. С., Лапин В. В. и Петров В. П. Некоторые особенности минералогического состава уральских огнеупорных глин. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1942, № 5—6.
- Бер А. Г. (1). Представители сеноманской флоры на восточном склоне Урала. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 8.
- Бер А. Г. (2). Геологические исследования в верховьях р. Тобола. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., 1932, 51, вып. 90.
- Вахрамеев В. А. Континентальные меловые отложения восточного склона Среднего Урала. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1946, № 3.
- Вернадский В. И. Очерки геохимии. 1934.
- Высоцкий Н. К. Очерк третичных отложений и послетретичных образований Западной Сибири. Геол. иссл. и разв. работы по линии Сибирской ж. д., 1896, вып. 5.
- Гейслер А. Н. Литологическое картирование песчано-глинистых отложений мезозоя в Каменском районе на Урале. В кн. «Литологический сборник», вып. 1. Л.—М., 1940.
- Глинка К. Д. Глауконит, его происхождение, химический состав и характер выветривания. СПб., 1896.
- Заварицкий А. Н. К вопросу о происхождении железных руд Бакала. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1939, вып. 13.
- Карпинский А. П. Третичные осадки восточного склона Урала. Зап. Урал. общ. любит. естеств., 1883, 7, вып. 3.
- Карпинский А. П. (1). Геологические исследования и каменноугольные разведки на восточном склоне Урала. Горн. журн., 1888, 1, 88.
- Карпинский А. П. (2). Геологические исследования, произведенные на Урале в 1888 г. Изв. Геол. ком., 1888, 8.

- Карпинский А. П. Доклад Правлению Т-ва Алапаевского завода о результатах осмотра месторождения железных руд в Алапаевском районе. СПб., 1908.
- Краснопольский А. А. Геологические исследования в бассейне р. Тобола. Геол. иссл. и разв. работы по линии Сибирской ж. д., 1899, 20.
- Кривцов А. И. К вопросу о стратиграфическом подразделении третичных отложений Челябинского района. Сов. геол., 1938, 8, № 8—9.
- Кротов Б. П. Отчет о работах по исследованию Алапаевского железорудного месторождения в 1927—1928 гг. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1931, вып. 34.
- Кротов Б. П. (1). Генезис месторождений алапаевского типа. Сб. «Железорудные месторождения алапаевского типа», 2, 1936.
- Кротов Б. П. (2). Железистые хлориты типа стриговита. Сб. «Железорудные месторождения алапаевского типа», 2, 1936.
- Кротов Б. П. Геологические факторы локализации железорудных месторождений поверхностного происхождения на Урале в мезокайнозой. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1942, № 56.
- Кротов Б. П. Закономерности отложения и распределения в прибрежных частях морей марганцевых, железных и алюминиевых руд. Зап. Мин. общ., 1943, 62, № 1.
- Кротов Б. П. и Столярова Т. И. Соколовское месторождение бобовых железистых бокситов в Каменском районе Челябинской обл. и его генезис. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1942, № 4.
- Малышева В. С. Глаукозит и глаукозитовые породы Европейской части СССР. Изд. Акад. Наук СССР, Л., 1930.
- Машковцев С. Ф. Материалы к геологии восточного склона Северного Урала. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 254.
- Микей И. Я. О химической природе и строении глаукозита. Сб. «Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. 2. Изд. Акад. Наук СССР, М., 1936.
- Миропольский Л. М. (1). Бокситы у дер. Волковой Каменного района на Урале. Уч. зап. Казан. гос. унив., 1934.
- Миропольский Л. М. (2). К изучению железорудных месторождений так называемого алапаевского типа на восточном склоне Урала. Уч. зап. Казан. гос. унив., 1934, 94, кн. 9.
- Молдаванцев Е. П. Месторождения марганца на Урале. Тр. Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд. Акад. Наук СССР, 1937.
- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1948, вып. 95, петрографич. серия (№ 29).
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, т. 1 и 2, 1940.
- Рабинович С. Д. и Ренгартен Н. В. Материалы по геологии и минералогии глаукозитовых месторождений Ново-Лялинского района. Зап. Мин. общ., 1944, 73, № 1.
- Ренгартен В. П. Марганценовые палеогеновые отложения Северного Урала. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1944, № 4.
- Ренгартен Н. В. Цеолит группы морденита в датских и палеогеновых отложениях восточного склона Урала. Доклады Акад. Наук СССР, 1945, 48, № 8.
- Ренгартен Н. В. (1). Гояцит в беликовых отложениях восточного склона Урала. Доклады Акад. Наук СССР, 1948, 60, № 3.
- Ренгартен Н. В. (2). Фосфориты из датских и палеоценовых отложений восточного склона Урала. Доклады Акад. Наук СССР, 1948, 62, № 6.
- Рождкова Е. В. Минералогия и условия образования бобовых железно-алюминиевых руд. Тр. Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд. Акад. Наук СССР, 1937.
- Рождкова Е. В. и Соболева М. В. Минералогия и условия образования бобовых железно-алюминиевых руд. Бокситы, т. 1, ч. 2. Тр. Инст. мин. сырья, 1936, вып. 111.

- Рыловникова В. П. (1). «Беликовая толща». Сб. «Железородные месторождения алапаевского типа», т. 1. Изд. Акад. Наук СССР, 1936.
- Рыловникова В. П. (2). Троицко-Байновское и Каменское железородные месторождения. Тр. Совета произв. сил и Ломоносовск. инст. Акад. Наук СССР, сер. Уральск., 1936, 1, вып. 3.
- Рыловникова В. П. (3). Каменское железородное месторождение. Тр. Совета произв. сил и Ломоносовск. инст. Акад. Наук СССР, сер. Уральск., 1936, 1, вып. 3.
- Савельев И. И. Геолого-химические исследования по р. Аят в верховьях р. Тобол. Изд. Акад. Наук СССР, 1937.
- Стратанович Е. Д. Марганцевые месторождения Богословской части Урала. Промышл. Урал, 1920, № 1, 2 и 3.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. ОНТИ, 1936.
- Успенский Н. А. (1). Синарское железородное месторождение. Тр. Совета произв. сил и Ломоносовск. инст. Акад. Наук СССР, сер. Уральск., 1936, вып. 3.
- Успенский Н. А. (2). Вторичные сульфаты Алапаевских железородных месторождений. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук СССР, 1936, вып. 7.
- Успенский Н. А. (3). Железистые хлориты Алапаевских железородных месторождений. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук СССР, 1936, вып. 7.
- Федоров Б. М. О мезозойских бокситах восточного склона Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1935, 17.
- Федоров Б. М. Бокситы Среднего Урала и условия их образования. Бокситы, т. 1, вып. 1. Тр. Инст. мин. сырья, 1936, вып. 110.
- Федоров Е. С. Геологические исследования на Северном Урале в 1884—1889 гг. Горн. журн., 1890—1898.
- Федосеев А. Химико-минералогический состав глин Курьинского месторождения. Огнеупорные глины Курьинского месторождения на Урале. Тр. Всес. научно-исслед. инст. керамики, 1932, вып. 35.
- Шумилова Е. В. Материалы к литологии и стратиграфии Западно-Сибирской низменности. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1939, № 5.
- Эпштейн С. В. Геологические исследования в Челябинско-Троицком районе. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 187.
- Яншин А. Л. Третичные континентальные и морские неогеновые отложения Урала. Геологическая карта Урала. Объяснительная записка. 1939.
-

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
I. Введение . . . . .	1
II. Краткие геологические данные по исследованным районам . . . . .	2
III. Литологическое исследование меловых и палеоценовых отложений . . . . .	3
1. Район пос. Лозьвинская Пристань . . . . .	—
2. Район реки Полуночной . . . . .	8
3. Район рек Дяли и Лобвы . . . . .	12
4. Троицко-Байновский район . . . . .	15
5. Район города Каменска . . . . .	19
6. Район села Волковского (на реке Исети) . . . . .	20
7. Район села Соколовского (на правом берегу реки Исети) . . . . .	23
8. Район среднего течения реки Синары . . . . .	27
9. Район реки Течи . . . . .	33
10. Район реки Аят . . . . .	36
IV. Общая литологическая характеристика меловых и палеоценовых отложений восточного склона Урала . . . . .	44
V. О некоторых аутигенных минералах из меловых и палеоценовых отложений восточного склона Урала . . . . .	53
VI. Некоторые палеогеографические выводы и заключение . . . . .	63
Литература . . . . .	67

---

