

ТОМ 112

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД  
И СОСТАВ УГЛЕЙ  
ЛЕНСКОГО БАССЕЙНА

Под редакцией  
кандидата геолого-минералогических  
наук *Н. Н. Лапиной*

## ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОЗОЙСКИХ ПОРОД САНГАРСКОГО РАЙОНА ЛЕНСКОГО БАСЕЙНА

В настоящей статье приводится описание юрских и меловых отложений, распространенных в районах р. Чечумы, нижнего течения р. Леписке, устья р. Вилюя и Сангарского каменноугольного месторождения (рис. 1). Рассматриваемые осадки отличаются бедностью фаунистических остатков, что создает значительные трудности при их расчленении и корреляции. Поэтому основное внимание автора уделено выделению в исследуемых отложениях литологических коррелятивов с целью расчленения стратиграфического разреза и увязки отдельных разрезов между собой. Причем изучались как аллотигенные акцессорные минералы, так и аутигенные. Эта задача решалась путем детального минералого-петрографического и геохимического исследования отложений.

Специальных работ по выяснению литологического состава и фациальных особенностей мезозойских отложений Сангарского района до сих пор не ставилось. А. Г. Коссовская (1952 г.) изучала верхнюю часть разреза Сангарского каменноугольного месторождения и отдельные обнажения в приустьевой части р. Вилюя. А. Е. Киселев (1954 г.) описал разрез по р. Чечуме и нижнюю часть разреза Сангарского каменноугольного месторождения. В указанных трудах основное внимание было уделено акцессорным минералам тяжелой фракции.

Материалы для настоящей работы собраны во время полевых исследований 1954 и 1956 гг. Разрез Сангарского каменноугольного месторождения был изучен по керну скважин А. С. Запорожцевой и Т. М. Пчелиной. Увязка разрезов буровых скважин произведена В. М. Журкиным. Разрезы в районе рек Чечумы и Леписке наблюдались в естественных обнажениях М. М. Маландиным и Т. М. Пчелиной, отдельные обнажения в приустьевой части р. Вилюя — М. М. Маландиным. В настоящей работе используются данные определения флоры Н. Д. Василевской и спорово-пыльцевых комплексов В. В. Павлова. Фауну морских пеллеципод определяла Н. С. Воронец. Минералогические анализы (тяжелая и легкая фракции) и определение показателей преломления агрегатов ориентированных глинистых частиц выполнены А. Г. Семеновой. Шлифы описаны Т. М. Пчелиной. Комплексные геохимические анализы произведены в основном методической группой под руководством Н. С. Спиро; химические, гранулометрические и спектральные анализы — химической и литологической лабораториями Института геологии Арктики. Рентгенографический анализ и расшифровку полученных результатов провел

Н. В. Марголис. Термический и электронно-микроскопический анализы выполнены А. А. Кордиковым. Заключение о результатах геохимических исследований составлено Н. С. Спири и И. С. Грамбергом. В процессе камеральной работы автор пользовался консультациями Н. В. Рентгартен.

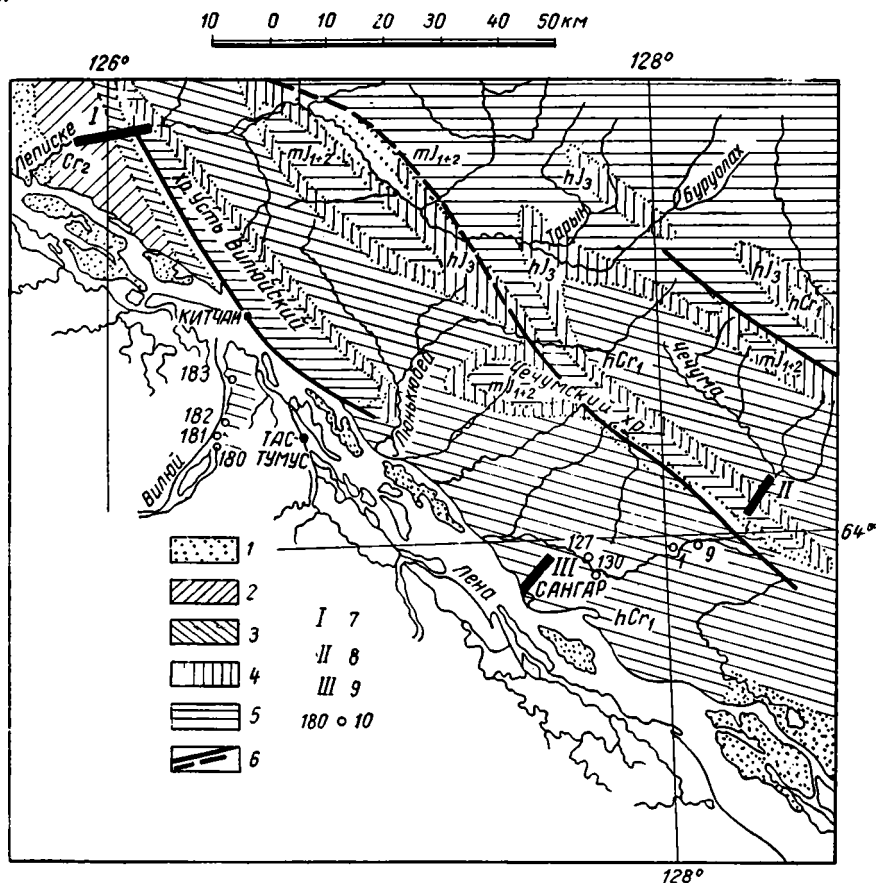


Рис. 1. Обзорная геологическая карта части Сангарского района (по материалам М. М. Маладина):

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнемеловые отложения (вилюйская серия); 3 — нижнемеловые угленосные отложения (сангарская серия); 4 — верхнеюрские угленосные отложения (чечумская серия); 5 — морские юрские отложения (байлыкская серия); 6 — линии нарушений; 7 — разрез по р. Леписке; 8 — разрез по р. Чечуме; 9 — сангарский разрез; 10 — номера отдельных обнажений

Рассматриваемый район расположен в предгорьях Западного Верхоянья и представляет собой переходную область от равнины долины р. Лены на западе к Верхоянской горной стране на востоке. Горные гряды представлены линейно вытянутыми в северо-западном направлении хребтами, абсолютная высота которых превышает 1000 м.

Район расположен в области передового Приверхоянского прогиба, характеризующегося развитием брахискладок во внешней приплатформенной зоне, а во внутренней — развитием узких гребневидных или сундучных антиклиналей, разделенных широкими синклиналями. Эти тектонические структуры нередко осложнены крупными дизъюнктив-

ными нарушениями типа надвигов и сбросов. К востоку и северо-востоку от передового прогиба расположен сложный Верхоянский антиклинорий.

В основу стратиграфических подразделений положены главным образом литологические особенности пород, характер угленосности и результаты изучения отпечатков растений, и спорово-пыльцевых комплексов; по возможности использованы данные по определению фауны. Литологические границы между сериями и свитами в основном совпадают с палеонтологическими.

М. М. Маландиным, Т. М. Пчелиной, Н. Д. Василевской и В. В. Павловым в юрских и меловых отложениях на указанных участках выделены стратиграфические подразделения<sup>1</sup>, которые сопоставляются со схемами Н. П. Хераскова и В. А. Вахрамеева (табл. 1).

Таблица 1  
Сопоставление схем стратиграфического расчленения Сангарского района

| Стратиграфическая схема<br>Н. П. Хераскова,<br>1934 г.    | Стратиграфическая схема<br>М. М. Маландина, 1955 г.       | Стратиграфическая схема<br>В. А. Вахрамеева,<br>1958 г. | Стратиграфическая схема<br>М. М. Маландина,<br>Т. М. Пчелиной,<br>Н. Д. Василевской и<br>В. В. Павлова, 1958 г. |
|---|---|---|---|
| —   | —   | Отложения почти неизвестны                              | Вилюйская серия<br>Тимердяхская свита $Cr_2$ ,<br>видимая мощность<br>660 м                                     |
| —   | —   | —   | Хатырская свита<br>$Cr_1 - Cr_2$ (?), мощ-<br>ность 350 м   |
| Сангарская свита<br>$I_3 + Cr_1$ (?),<br>мощность 1800 м  | Эксеняхская свита<br>$Cr_3$ , мощность<br>625 м           | Сангарская серия<br>Эксеняхская свита $Cr_1$            | Сангарская серия<br>Эксеняхская сви-<br>та $Cr_1$ , мощ-<br>ность 700 м   |
|   | Верхняя угленосная свита $Cr_1^1$ , мощ-<br>ность 1285 м  |   |   |
| Чечумская свита<br>$I_2 + I_3$ , мощ-<br>ность 900 м      | Средняя угленосная свита $Cr_1'$ , мощ-<br>ность 475 м    | Батыльхская свита $Cr_1$                                | Бнгырская сви-<br>та $Cr_1$ , мощность<br>380—550 м   |
|   | Нижняя угленосная свита $I_3$ , мощность<br>650 м         |   |   |
| Байлыкская свита<br>$I_1 + I_2$ , мощность<br>1600—1800 м | Байлыкская свита<br>$I_1 + I_2$ , мощность<br>1600—1800 м | Байлыкская се-<br>рия $I_2$                             | Чечумская серия   |
|   |   |   | Сытогинская свита $I_3$ ,<br>мощность 20—40 м   |
|   |   |   | Джаскойская свита $I_3$ ,<br>мощность 345—495 м   |
|   |   |   | Байлыкская серия<br>$I_2$ , видимая мощность<br>680 м   |

Примечание. М. М. Маландин границу хатырской свиты с эксеняхской проводит ниже пласта угля XI (рис. 2).

<sup>1</sup> Мощности выделенных нами более дробных стратиграфических подразделений указаны на рис. 2.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Байлыкская серия ( $I_2$ )

Байлыкская серия изучена в обнажениях по рекам Чечуме и Леписке. Породы байлыкской серии представлены в основном песчаниками от серого до темно-серого цвета, местами с зеленоватым оттенком, мелкозернистыми с прослоями алевролитов (последние характерны для средней части) и, как правило, с маломощными прослоями аргиллитов. Характерным для байлыкской серии является: а) присутствие прослоя сильно известковистого песчанистого алевролита, переполненного фауной пелеципод; б) наличие пачки алевролитов с пятнисто-полосчатой текстурой с ходами илоядных животных; в) присутствие мощного прослоя аргиллита, содержащего мелкие фосфато-кальцитовые конкреции; г) сильная пиритизация пород; д) присутствие в нижней части серии линзовидных прослоев конгломерата и рассеянных галек кремней, кварцитов и др. Все эти признаки помогают сравнительно легко распознавать породы байлыкской серии в поле. По литологическим признакам изученную часть байлыкской серии можно разделить на три горизонта.

Первый горизонт сложен в основном песчаниками мелкозернистыми с прослоями глинистых алевролитов, редкими пачками переслаивания алевролитов и аргиллитов, линзовидными прослоями конгломератов с рассеянной галькой изверженных, метаморфических и осадочных пород. Конгломераты и пачки переслаивания алевролитов и аргиллитов наблюдаются в нижней части горизонта. Тут же встречен маломощный прослой (0,35 м) сильно известковистого алевролита, содержащего фораминиферы плохой сохранности (видны в шлифах). Для данного горизонта характерно повышенное содержание (до 40%) в терригенной части песчаников обломков пород. Горизонт хорошо обнажен в леписском разрезе.

Второй горизонт сложен в основном глинистыми алевролитами с прослоями песчаников и аргиллитов. В основании горизонта в леписском разрезе присутствует мощный (38 м) прослой алевритистого аргиллита темно-серого, почти черного цвета. В аргиллите встречаются редкие рассеянные мелкие фосфато-кальцитовые конкреции черного цвета с микрофауной плохой сохранности. Здесь наблюдаются также более крупные глинисто-кальцитовые конкреции, которые содержат фауну гастропод. В средней части горизонта встречен прослой (мощностью 0,1—0,4 м) сильно известковистого песчанистого алевролита, переполненного фауной пелеципод (*Eumorphotis* ex gr. *lenaensis* L a h.). Выше в разрезе обнаружена пачка алевролитов темной окраски с пятнистой и линзовидно-полосчатой текстурой, вызванной неравномерным распределением глинистого, слюдисто-углистого и песчано-алевролитового материала. В этих породах присутствуют алевролиты, на поверхностях напластования которых наблюдаются большое количество следов жизнедеятельности илоядных животных, в результате чего поверхность приобретает своеобразную бугорчатость в виде иероглифов. Второй горизонт хорошо выделяется по резкому увеличению среди аксессуарных минералов сфена и эпидота. В чечумском разрезе прослой аргиллита, залегающего в основании второго горизонта, по-видимому, соответствует мощный (24 м) прослой сильно глинистых мелкозернистых алевролитов. На поверхности напластования в алевролите встречена микрофауна. По-видимому, аргиллиты по простиранию переходят

в алевролиты. Последние, вероятно, свидетельствуют о более мелко-водном характере моря на чечумском участке.

Для первого и второго горизонтов характерна сильная пиритизация пород. Особенно большие скопления пирита наблюдаются в тонких породах, в местах, обогащенных растительными остатками. В результате выветривания пирита поверхность пород очень часто покрыта ржаво-бурыми пятнами.

Третий горизонт представлен песчаниками средне- и мелко-зернистыми, серыми и светло-серыми, менее крепкими, чем нижележащие. По крупности зерна, более светлой окраске и крепости песчаники третьего горизонта больше напоминают песчаники вышележащей чечумской серии. В леписском разрезе третий горизонт, за исключением нижней части, почти не обнажен.

Выход тяжелой фракции в песчано-алевритовых породах байлыкской серии небольшой (в среднем равен 0,4%), причем большую часть обычно составляют аутигенные минералы. Среди последних широко распространены пирит, лейкоксен, титанистые минералы (анатаз, брукит), в отдельных образцах — пирротин. В чечумском разрезе значительную роль играет сфен, количество которого достигает 90—97% от выхода тяжелой фракции. Среди аллотигенных минералов преобладают гранат, циркон, апатит и слюды (преимущественно биотит, реже хлорит и мусковит). В меньшем количестве, но постоянно присутствуют эпидот и цоизит, сфен, черные рудные (в основном ильменит, реже магнетит), рутил. Спорадически встречаются амфиболы, моноклинные пироксены (авгит), ортит. Изредка в виде единичных зерен можно обнаружить шпинель, хлоритоид, гиперстен. В изученной части байлыкской серии наблюдается изменение количества аллотигенных минералов по горизонтам, описанным выше. Для первого горизонта характерно повышенное содержание граната, циркона, турмалина, рутила и черных рудных, а также присутствие синего турмалина. Во втором горизонте резко увеличивается количество сфена, минералов группы эпидота, которые являются основными для этой части разреза. Гранат и циркон имеют подчиненное значение. В этом горизонте, судя по шлифам, появляются свежие чешуйки зеленого и зеленовато-бурого биотита. В третьем горизонте вновь основное значение приобретают гранат и до некоторой степени циркон. Содержание сфена и отчасти эпидота (в леписском разрезе) в отдельных образцах остается сравнительно высоким.

Для первого и второго горизонтов байлыкской серии характерен хлоритовый цемент, часто с примесью глинистого и кремнистого, для третьего горизонта — гидрослюдистый с примесью кремнистого; хлорит в цементе присутствует лишь в отдельных прослоях. Кроме того, в песчано-алевритовых породах серии распространены кварцевый и кальцитовый цемент. Каолинит в небольшом количестве был встречен в песчаниках третьего горизонта в разрезе по р. Леписке.

### Чечумская серия

Наиболее полно породы чечумской серии обнажены в разрезе по р. Чечуме (этот разрез мы берем как опорный), где вскрываются контакты с подстилающими и перекрывающими ее осадками, с которыми она связана постепенными переходами. Границу с нижележащими отложениями байлыкской серии можно провести по появлению многочисленных пачек переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников,

обычно мелкозернистых, близких к алевролитам, содержащих мало-мощные пропластки угля, обугленные корни растений и растительные отпечатки хорошей сохранности. В чечумской серии выделяются джаскойская (угленосная) и сытогинская свиты.

### Джаскойская свита

Джаскойская свита сложена песчаниками (прослой мощностью от 3 до 85 м), чередующимися с пачками переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников, к которым обычно приурочены пласты каменных углей. Наибольшая угленасыщенность наблюдается в верхней части свиты. В породах, слагающих свиту, постоянно присутствуют сидерит, сидеритовые и песчано-кальцит-сидеритовые конкреции, что дает возможность картировать свиту в поле. В чечумском разрезе, т. е. в районе, сложенном наиболее метаморфизованными породами, характерным является наличие маломощных прослоев кварцитовидных песчаников и трещинок, выполненных кварцем, часто вместе с кальцитом. Иногда в трещинках встречаются мелкие (доли сантиметров) кубики пирита. По литолого-петрографическим особенностям и угленасыщенности в джаскойской свите выделяются две подсвиты: нижняя и верхняя.

Нижняя подсвита представлена переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников и маломощных (0,1—0,5 м) пропластков угля с пачками тонкого сложного переслаивания тех же пород, среди которых преобладают алевролиты. Эта подсвита хорошо выделяется по темному цвету пород, полученному в результате обогащения последних углистым материалом. Аргиллиты характеризуются темно-серым (до черного) цветом. Песчаники и алевролиты отличаются буроватыми тонами. Песчаники (как правило) — мелкозернистые, сильноалевритистые, с редкими прослоями среднезернистых. В нижней подсвите встречаются, правда в небольшом количестве и не повсеместно, конкреции пирита. Сидерит, развивающийся в основном по растительным остаткам, присутствует и в цементе пород и иногда в качестве примесей в известковистых конкрециях, подчеркивая коричневатый цвет последних. Макроскопически сидерит здесь распознается по наличию линз и прослоев, состоящих из темно-бурой породы с большим удельным весом, обычно углистой. В леписском разрезе нижняя подсвита не обнажена и изучена (за небольшим исключением) в полузаваленных канавах, пройденных при опробовании углей. Мощности и разрезы канав и номера угольных пластов автором взяты по данным А. И. Кянно и других (1954 г.), которые свидетельствуют о близости литологического строения нижней подсвиты разрезов рек Чечумы и Леписке. Подсвита, по всей вероятности, является верхней угленосной частью цикла. Нижней части последнего, по-видимому, соответствуют песчаники третьего горизонта байлыкской серии. Возраст подсвиты по данным определения флоры датируется как верхняя юра, а по данным спорово-пыльцевых комплексов — как средняя.

Верхняя подсвита делится на два горизонта: первый — безугольный и второй — угленосный. Эта подсвита соответствует единому седиментационному циклу.

Первый безугольный горизонт верхней подсвиты сложен песчаниками средне- и мелкозернистыми, серыми и светло-серыми, в основном массивными, в нижней части тонкоплитчатыми с горизонтальной слоистостью. Часто в песчаниках можно наблюдать красновато-бурые точеч-

ные включения. Это результат инкрустации биотита сидеритом и дальнейшего его окисления. Безугольный горизонт установлен, кроме того, в обнажении по р. Леписке. Здесь не вскрыты лишь нижние его слои. В отличие от чечумского в описываемом разрезе наблюдается резкое уменьшение сидерита.

Второй угленосный горизонт сложен песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями. В нижней части его преобладают песчаники среднезернистые, иногда близкие к крупнозернистым; аргиллиты и алевролиты присутствуют в подчиненном количестве. К последним приурочено шесть пластов угля мощностью 0,50—2,55 м. В верхней части горизонта преобладают пачки переслаивания аргиллитов и алевролитов с прослоями песчаников и маломощных пропластков углей, в самых верхах на плоскостях напластования встречаются знаки волновой ряби. Для этого горизонта в чечумском разрезе характерно присутствие прослоев кварцитовидных песчаников и алевролитов, приуроченных к кровле и почве угольных пластов, реже к пачкам переслаивания. Кварцитовидные породы хорошо распознаются по темно-серому (до черного) цвету, иногда с белыми пятнами, и по очень большой крепости (раскалываются со звоном). Мощность их невелика и непостоянна, даже в пределах одного слоя она варьирует от 0,05 до 1,60 м. В породах второго горизонта обнаруживаются мелкие сидеритовые конкреции. Кроме того, окисленный сидерит встречается в песчаниках в виде красновато-бурых точек. Для горизонта всех разрезов характерно присутствие в породах карбоната из группы анкерита. В разрезе по р. Леписке наблюдаются некоторые отличия рассматриваемого горизонта от чечумского разреза: уменьшается крепость пород; отсутствуют прослои кварцитовидных песчаников; конкреции, обогащенные сидеритом, в породах не встречены, но значительное количество их наблюдается в угольных пластах. В леписком разрезе эти конкреции являются характерным признаком при картировании горизонта в поле. Углисто-сидеритовые конкреции сложены мелкими (2—3 мм) сферолитами сидерита, которые легко распознаются в поле. Сидерит в породах встречается в небольшом количестве.

### Сытогинская свита

В сытогинскую свиту выделена пачка песчаников мелко-, реже, среднезернистых, серых и светло-серых, местами с горизонтальной слоистостью с редкими маломощными (до 0,5 м) прослоями алевролитов. Эта пачка является трансгрессивной частью седиментационного цикла. Верхняя угленосная часть последнего содержит флору нижнемелового облика [2] и отнесена к ынгырской свите сангарской серии. Сытогинская свита отличается от нижележащей джаскойской появлением прослоев и линз (до 2,5 м) зеленовато-серых песчаников с хлоритовым цементом, содержащих гальки и обломки местных пород, обломки стволов деревьев, большое количество линзочек угля и обугленных растительных остатков.

Минералогический состав терригенной части тяжелой фракции в породах описываемой серии мало чем отличается от байлыкской, за исключением изменения количественного соотношения отдельных минералов и появления незначительного количества барита. Значительно повышается содержание биотита и хлорита, которые обычно преобладают в тяжелой фракции. Увеличивается количество апатита и циркона, ко-



торые пользуются широким распространением в отложениях. Количество циркона в отдельных образцах чечумского разреза достигает 89,9%. Отличительной особенностью пород чечумской серии от пород байлыкской является резкое сокращение концентрации граната. Особенно это относится к чечумскому разрезу, где среднее содержание граната составляет всего лишь 2,2%. В сангарском разрезе наблюдается некоторое увеличение содержания граната (6,1%), а в леписском разрезе — среднее содержание его выражается в 15%. Постоянно, но в незначительном количестве присутствуют черные рудные (ильменит, редкомагнетит), турмалин, рутил, эпидот и цоизит. Следует отметить, что содержание последних увеличивается в леписском разрезе, где в единичных образцах они составляют 11,9%. Изредка в отдельных зернах встречаются ортит, роговая обманка, авгит, шпинель и барит.

Наиболее распространенными цементами песчано-алевритовых пород чечумской серии являются кремнисто-гидрослюдистый, кварцевый, кальцитовый. Хлорит в джаскойкой свите наблюдается редко и в небольшом количестве. Серичитовый цемент встречается довольно часто, главным образом в верхней части джаскойкой свиты (верх первого и второго горизонта). Для пород леписского разреза он не характерен. Здесь присутствует каолинит.

### Сангарская серия( $Cr_1$ )

Н. П. Херасков (1938 г.) угленосные отложения, развитые в районе пос. Сангар и по р. Чечуме, выделил в сангарскую свиту, которую относил к верхней юре, но допускал для нее и нижнемеловой возраст. Позже верхняя часть сангарской свиты в основном песчаникового состава была выделена в самостоятельную свиту — эксеняхскую, а нижняя, угленосная часть — в батылхскую. В связи с этим В. А. Вахрамеев на Междуведомственном совещании в 1956 г. предложил заменить название сангарской свиты сангарской серией. Мы в объем батылхской свиты включаем ынгырскую и чонгургасскую свиты. Ынгырская свита соответствует верхней части чечумской, выделенной Н. П. Херасковым и относимой им к верхней юре. На основании определения флоры Н. Д. Василевская отнесла эту часть разреза к нижнему мелу. Резкое отличие ее по литологическому составу (минералогии и петрографии) от вышележащих отложений батылхской свиты позволяет выделить данную часть разреза в самостоятельную свиту. Угленосные отложения, обогащенные эпидотом, со своеобразным комплексом аутигенных минералов, залегающие выше ынгырской свиты и на основании определений флоры Н. Д. Василевской и спорово-пыльцевых спектров В. В. Павловым отвечающие по возрасту готерив-баррему, выделены нами в чонгургасскую свиту. Породы последней постепенно переходят в отложения эксеняхской свиты. В разрезе по р. Леписке выше эксеняхской свиты залегают угленосные отложения хатырыкской свиты, которые венчают разрез сангарской серии.

### Ынгырская свита

Ынгырская свита изучена в разрезах по рекам Чечуме и Леписке, в обнажении правого берега р. Вилюя (возвышенность Собо-Хайа); верхняя часть свиты вскрыта скв. № 4—К в пос. Сангар. Наиболее полностью свита обнажена в разрезе по р. Чечуме. Этот разрез и берется за опорный.

Описываемая свита связана постепенными переходами с ниже- и вышележащими отложениями и сложена песчаниками мелко- и среднезернистыми, серыми и светло-серыми с отдельными прослоями или пачками переслаивания алевролитов и аргиллитов, с пластами угля рабочей мощности. По литологическим признакам и угленосности свита разделяется на два горизонта: первый (нижний) и второй (верхний).

Первый горизонт представляет собой чередование песчаников с аргиллитами и пачками переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников, иногда со знаками волновой ряби на плоскостях напластования. Горизонт содержит пять пластов угля мощностью 0,7—2,0 м и маломощные угольные пропластки. Для пластов угля характерна песчаная кровля, причем контакт песчаников с углем обычно резкий, иногда слабоволнистый. Этот горизонт, так же как и сытогинская свита, содержит линзы и прослой зеленовато-серых песчаников с хлоритовым цементом и линзы серых песчаников с многочисленными гальками и обломками местных, чаще углистых пород (внутриформационные размывы). В основании горизонта среди зеленовато-серых песчаников встречен прослой мощностью 0,5 м темного с зеленоватым оттенком туфогенного песчаника. В описываемом горизонте наблюдается резкое уменьшение, по сравнению с верхней подсвитой джаской свиты, сидеритовых конкреций. Содержание сидерита в отдельных прослоях песчаника остается значительным. Характерно присутствие доломита.

Первый горизонт ынгырской свиты, так же как и сытогинская свита, сравнительно хорошо прослеживается в леписском разрезе по присутствию прослоев и линз зеленовато-серых песчаников. Этот горизонт в леписском разрезе содержит восемь пластов угля мощностью 0,5—1,3 м. Наибольшая угленасыщенность со сближенными пластами угля наблюдается в нижней части горизонта, где в алевролите, являющемся почвой угольного пласта XXXIV, встречена пресноводная фауна пелеципод. Песчаная кровля в пластах угля здесь не характерна. Сидеритовые конкреции были встречены в кровле нижних пластов угля. В верхней части горизонта линзы, сложенные сидеритом, и песчано-кальцитосидеритовые конкреции присутствуют и в породах. Доломит также обнаруживается, но встречается реже.

Близость литологического состава пород первого горизонта ынгырской свиты и чечумской серии дают нам основание считать их разновозрастными. Этому предположению не противоречат и данные по флоре, полученные Н. Д. Василевской [2]. По ее мнению, к заведомо меловым отложениям относятся породы, начиная со второго горизонта ынгырской свиты. Некоторое подтверждение этого находим и в результатах анализа поглощенных оснований, свидетельствующих о смене лагунных условий, в которых накапливались угленосные отложения первого горизонта, морскими — для второго горизонта.

Второй горизонт ынгырской свиты характеризуется исчезновением сидерита в конкрециях и породах, а также доломита и карбоната из группы анкерита; прослой зеленовато-серых песчаников, характерные для первого горизонта, здесь не были встречены. Но мощные прослой песчаников и алевролитов довольно часто начинают приобретать зеленоватый оттенок (чечумский и леписский разрезы) и во всех разрезах появляются желтовато-серые песчаники и алевролиты. Это связано с присутствием в цементе песчаных пород хлорита. В верхней части горизонта чечумского разреза в массивных песчаниках встречен линзовидный про-

слой туфа. В рассматриваемом горизонте в разрезе по р. Чечуме отчетливо выделяются два крупных седиментационных цикла, каждый из которых начинается мощной пачкой средне- и мелкозернистых песчаников. Отложения верхней части первого цикла сложены переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с мощным (2,3 м) пластом угля в конце цикла. Во втором цикле, в отличие от первого, появляются пачки переслаивающихся алевролитов и аргиллитов значительной мощности (до 23 м), чередующиеся со средне- и мелкозернистыми песчаниками. В конце цикла к пачкам переслаивания приурочены три пласта угля (1,2—2,6 м). В сангарском разрезе вскрыты лишь верхние слои ынгырской свиты, которые соответствуют верхам второго горизонта в разрезе по р. Чечуме.

В обнаженной части ынгырской свиты по р. Вилюю выделяются пять небольших ритмов, каждый из которых начинается песчаниками, выше следуют глины или пачки переслаивающихся глин и алевролитов. Кончается ритм угольным пластом. Изученная часть свиты содержит пять угольных пластов мощностью 0,5—6,0 м. В кровле угольного пласта обычно наблюдаются алевролит или глина. Вскрытая в обнажении часть свиты относится в основном ко второму горизонту чечумского разреза. В леписском разрезе второй горизонт ынгырской свиты плохо обнажен. По тем незначительным данным, которые мы имеем, можно сказать, что характер цикличности пород больше напоминает вилюйский разрез.

Выход тяжелой фракции в песчано-алевритовых породах ынгырской свиты небольшой (в среднем 0,4%). В тяжелой фракции заметно сокращается количество аутигенных минералов. Последние представлены лейкоксеном, анатазом и брукитом, пиритом, в единичных образцах пиротином; в первом горизонте — сидеритом.

Во втором горизонте рассматриваемой свиты по сравнению с первым горизонтом и чечумской серией довольно резко увеличивается содержание граната, причем количество его возрастает снизу вверх по разрезу. В самой верхней части содержится до 70—80% граната. Заметно падает содержание циркона, увеличивается количество эпидота и цоизита (разрез по р. Леписке). Отличительной чертой сангарского разреза является большое число моноклинных пироксенов (до 10%). Это следует, по-видимому, объяснять наличием дополнительного источника сноса.

Состав цемента в песчано-алевролитовых породах ынгырской свиты мало чем отличается от состава цемента пород чечумской серии. Содержание хлорита во втором горизонте свиты увеличивается, особенно в верхней части. Каолинит, кроме леписского разреза, присутствует в породах сангарского и вилюйского разрезов, в последнем он является основным минералом цемента. В этом же разрезе в небольшом количестве появляется монтмориллонит. Кварцевый и гидрослюдистый цементы в вилюйском разрезе не были встречены.

### Чонгургасская свита

Мощность чонгургасской свиты увеличивается от 600 м в леписском разрезе до 1300 м в сангарском. В леписском разрезе свита очень плохо обнажена, нижняя часть изучена в основном по канавам, верхняя — практически не изучалась, за исключением метрового прослоя песчаников. Небольшую мощность чонгургасской свиты в леписском разрезе,

по мнению М. М. Маландина, следует объяснить наличием тектонического нарушения, которое не вскрыто. По р. Чечуме хорошо обнажена лишь нижняя часть свиты, верхняя часть наблюдается в единичных небольших коренных выходах. Наиболее полный разрез свиты вскрыт скважинами в районе пос. Сангар. Этот разрез и берется за опорный.

Нижняя граница чонгургасской свиты с ынгырской проводится по появлению белесоватых песчаников с очень характерной пятнистой текстурой, обусловленной появлением многочисленных белесоватых пятен на более темном зеленовато-сером фоне. Эта текстура иногда выражена очень слабо, иногда отчетливо. Зеленоватый фон пород подчеркивается присутствием хлоритового цемента. Белесоватость песчаников вызвана появлением в цементе ломонтита из группы цеолитов. Песчаники с ломонтитовым цементом широко распространены в описываемой свите сангарского и чечумского разрезов. В леписском разрезе они появляются на границе с ынгырской свитой и присутствуют только в нижних слоях чонгургасской. Выше песчаники с ломонтитовым цементом исчезают и появляются очень слабо сцементированные алевролиты и песчаники характерной желтовато-зеленоватой окраски, которые в нижележащих отложениях не встречались. Желтоватая окраска песчано-алевритовых пород вызвана присутствием в цементе монтмориллонита. Нижняя граница чонгургасской свиты хорошо отбивается по резкой смене минералов тяжелой фракции (массовое появление эпидота) и большому увеличению содержания их в породах, присутствию в терригенной части песчаников обломков кристаллических пород, не характерных для нижележащих отложений.

Меняется и состав минералов в глинистых породах. Если в байлыкской, чечумской сериях и ынгырской свите основным глинистым минералом была гидрослюда иногда с примесью каолинита или хлорита, то в чонгургасской свите в составе глинистых минералов преобладают монтмориллонит, гидрослюда и каолинит.

Чонгургасская свита является угленосной. Она сложена чередованием песчаников (преобладают), мелко- и среднезернистых и пачками переслаивания алевролитов, аргиллитов (или глин в леписском разрезе) и алевритистых песчаников. К переслаивающимся пачкам обычно приурочены пласты угля. Иногда почвой угля являются песчаники. Количество песчаников увеличивается снизу вверх по разрезу. Угленосность, насколько можно судить по обнаженной части разреза по р. Чечуме, здесь уменьшается. По литолого-петрографическим признакам и угленосности в свите можно выделить три горизонта (снизу вверх).

Первый горизонт сложен чередованием песчаников с переслаивающимися пачками алевролитов, аргиллитов и алевритистых песчаников с маломощными (0,1—0,3 м) пропалсками угля. В верхней части горизонта имеется два пласта угля (Находка I и II) мощностью соответственно 0,55 и 2,10 м. В основании горизонта залегают песчаники мощностью 18 м, среднезернистые, с прослоями крупнозернистых, белесоватые со слабо выраженной пятнистой текстурой (цеолитовый цемент), известковистые в верхней части с прослоем (0,5 м) аргиллита. Эти песчаники по цвету и крупности зерна довольно резко отличаются от нижележащих песчаников ынгырской свиты. В целом для горизонта характерно повышенное содержание алевролитов и аргиллитов (32%), наличие в песчаниках многочисленных линзочек и прослоев мощностью до 0,1 м, обогащенных гальками и обломками местных пород. Первый



горизонт соответствует одному седиментационному циклу осадкообразования. В чечумском разрезе этот горизонт по литологическому строению и угленосности в основном аналогичен рассматриваемому выше, но наблюдаются некоторые отличия: 1) алевролиты и аргиллиты преобладают над песчаниками; 2) пятнистые песчаники в основании горизонта по крупности зерна не отличаются от песчаников ынгырской свиты; 3) прослой с гальками и обломками местных пород встречаются гораздо реже.

Второй горизонт сложен чередованием песчаников средне- и мелкозернистых с пачками переслаивания аргиллитов, алевролитов и алевролитистых песчаников, в верхней части с прослоем (линзой) туфа. Количество песчаников здесь, по сравнению с первым горизонтом, увеличивается. Второй горизонт включает ряд угольных пластов (рис. 2). Мощность их колеблется от 0,3 до 2,0 м. Пласты угля распределены по разрезу горизонта более или менее равномерно. Второй горизонт в чечумском разрезе хорошо обнажен в нижней части, где наблюдаются маломощные пропластки угля. В средней части (60 м по разрезу) горизонт представлен алевролитами с тонкими прослоями аргиллитов и песчаников, содержит два пласта угля мощностью 0,7 и 2,2 м и маломощные угольные пропластки. Верхняя часть горизонта не обнажена. В целом во втором горизонте чечумского разреза угленосность несколько падает.

Третий горизонт представлен песчаниками с маломощными прослоями алевролитов, аргиллитов и пластами угля (рис. 2). Мощность последних колеблется от 0,25 до 1,55 м. В средней части горизонта, в скв. № 262 вскрыта мощная (142 м) пачка песчаников; в скв. № 252 этой пачки не вскрыто: в указанном интервале третий горизонт представлен песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов с пластом угля Новый. По-видимому, здесь имело место или фаціальное замещение песчаников, или в скв. № 252 и 262 вскрыты различные стратиграфические интервалы горизонта. Третий горизонт в сангарском разрезе выделяется по появлению прослоев серовато-зеленых песчаников и слабо сцементированных песчаников. Кроме того, в цементе отдельных прослоев песчаников третьего горизонта появляется монтмориллонит. В нижней части горизонта, чуть выше пласта угля  $\phi$  (рис. 2) находится прослой (3,1 м) песчаника с каолиновым цементом, который для чонгургусской свиты не характерен. Третий горизонт в чечумском разрезе почти не обнажен, за исключением отдельных коренных выходов небольшой мощности песчаников, алевролитов и аргиллитов с пропластками угля. Границу со вторым горизонтом условно проводим ниже прослоя (6 м) песчаника с каолиновым цементом, который возможно является аналогом песчаника в сангарском разрезе (на 0,85 м выше угольного пласта  $\phi$ ). Для описываемого горизонта чечумского разреза характерно исчезновение среди минералов тяжелой фракции эпидота.

В леписском разрезе чонгургусская свита по изменению аутигенных минералов подразделяется на два горизонта.

Первый (нижний) горизонт сложен песчаниками мелкозернистыми с пятнистой текстурой (с ломонитовым цементом), чередующимися с аргиллитами и пластами угля. Описываемый горизонт, по-видимому, отвечает первому горизонту в сангарском и чечумском разрезах.

Второй горизонт, представленный чередованием мелкозернистых песчаников с пачками переслаивающихся алевролитов и глин, содержит угольные пропластки и семь пластов угля мощностью 0,60—1,55 м. Алевролиты и песчаники зеленовато- и желтовато-серые, с косой и горизонтальной слоистостью, очень слабо сцементированы. Во втором горизонте в цементе песчаников пропадает ломонтит и появляется монтмориллонит. Для этого горизонта характерно присутствие зеленовато-серых глин. В последних основным глинистым минералом является монтмориллонит с примесью каолинита и иногда гидрослюда. Не исключена возможность, что второй горизонт в леписском разрезе соответствует нижней части второго горизонта в сангарском. Выше по разрезу чонгургасская свита в разрезе по р. Леписке не обнажена.

По сравнению с нижележащими отложениями, в песчано-алевритовых породах чонгургасской свиты резко увеличивается выход тяжелой фракции, причем увеличение идет снизу вверх по разрезу и в отдельных образцах третьего горизонта достигает 5—6%; процент аутигенных минералов незначителен.

Среди последних присутствуют титанистые минералы (в основном сфен, в подчиненном количестве анатаз, брукит и лейкоксен), реже встречается пирит и гидроокислы железа (последние, по-видимому, являются сильно окисленным пиритом). Минералогический состав рассматриваемой свиты значительно отличается (особенно в количественном отношении) от нижележащих отложений, но в чонгургасской свите как по разрезу свиты, так и по площади он однообразен (за небольшим исключением). Широким распространением здесь пользуются эпидот и цоизит, а также постоянные их спутники — сфен и ортит; содержание последних, особенно ортита, небольшое. Кроме того, в значительных количествах постоянно присутствуют гранат, апатит, слюды (биотит), меньше наблюдается циркона и черных рудных (в основном ильменит). Эпидот и цоизит всюду, за исключением третьего горизонта в чечумском разрезе, присутствует в больших количествах и достигает иногда 60—66% от тяжелой фракции. Лишь в отдельных образцах первого горизонта сангарского разреза он не превышает 1%. В третьем горизонте чечумского разреза во всех исследованных образцах эпидот либо отсутствует совсем, либо составляет 0,4—0,7%. Одновременно с этим резко сокращается выход тяжелой фракции, появляются гранаты с показателем преломления 1,765—1,770 и в отдельных образцах единичные зерна монацита. Доминирующее значение приобретает гранат (до 74%).

А. Г. Коссовская (1954 г.) обращала внимание на исчезновение эпидота и преобладание в тяжелой фракции верхней части рассматриваемой свиты граната в районе правых притоков р. Алдан — Восточная и Западная Градыга (Западное Верхоянье), что, по-видимому, связано с удаленностью источника сноса эпидота для этих районов. В третьем горизонте сангарского разреза в небольшом количестве присутствуют оранжевато-бурые гранаты, которые в более низких горизонтах не встречались. В леписском разрезе отмечается повышенное содержание черных рудных (ильменита) — до 19%. Уменьшение количества ильменита в чечумском и сангарском разрезах, по всей вероятности, связано с разрушением последнего. В шлифах зачастую приходится наблюдать растворение аллотигенных зерен ильменита и замещение их другими минералами. Зерна граната и апатита разъедаются кварцем и кальцитом.

Как уже указывалось, в чонгургасской свите основными минералами цемента песчаных пород всех разрезов являются ломонтит, хлорит и кальцит. Исключение представляет второй горизонт разреза по р. Леписке, где вместо ломонтита широким распространением пользуется монтмориллонит. Последний присутствует в отдельных прослоях третьего горизонта свиты в сангарском и чечумском разрезах. Гидрослюда встречается в отдельных прослоях песчаников в первом и втором горизонтах свиты. Всюду в большом количестве наблюдается кварц, как исключение — каолинит. В крупнозернистых алевролитах цементом служат хлорит, кальцит, гидрослюда и в редких случаях цеолит и кварц. Алевролиты мелкозернистые, сильно глинистые, сцементированы глинистыми минералами, по составу аналогичными глинистым породам.

### Эксеняхская свита

Эксеняхская свита исследована в сангарском и леписском разрезах, в отдельных обнажениях по р. Чечуме и в небольших обнажениях правого берега р. Вилюя (недалеко от устья) на склоне возвышенности Ойун-Хайа. В сангарском разрезе нижние 200 м разреза свиты вскрыты скв. К-252 (см. рис. 2). Верхняя часть свиты изучена по правобережью р. Лены (между пос. Сангар и Аэродромным мысом), где описываемая свита вскрывается в отдельных обнажениях. Для характеристики этой части разреза были привлечены материалы А. И. Гусева.

Наиболее полные разрезы получены в сангарском и особенно леписском разрезах. Нижний контакт свиты вскрыт только в сангарском разрезе, где хорошо видно, что она залегает на нижележащих отложениях чонгургасской свиты без перерыва, переход весьма постепенный. Верхний контакт вскрыт в леписском разрезе, где между отложениями эксеняхской и хатырыкской свит возможен небольшой перерыв в осадконакоплении.

На основании определения флоры и спорово-пыльцевых комплексов возраст свиты датируется как апт-альб. В разрезе по р. Леписке листьев хорошей сохранности не было встречено. В. В. Павлов на основании изучения спорово-пыльцевых спектров весь комплекс отложений, залегающий выше значительного по мощности перерыва в обнажениях (порядка 300 м), относит к апт-альб-сеноману (?).

В сангарском разрезе и в обнажениях по р. Чечуме эксеняхская свита сложена в основном песчаниками средне- и мелкозернистыми с маломощными прослоями алевролита, изредка аргиллита, с редкими пачками тонкого переслаивания алевролитов и аргиллитов мощностью 1—5 м и, как исключение, до 11 м. Пропластки угля небольшой мощности (до 0,15 м) встречаются здесь редко. Песчаники с пятнистой текстурой ничем не отличаются от таковых чонгургасской свиты.

В леписском разрезе литологический характер свиты меняется. Здесь она представлена чередованием прослоев песчаника средне- и мелкозернистого с переслаивающимися пачками алевролитов, глин и алевролитистых песчаников, к которым приурочены пропластки и пласты угля. В этой части разреза резко увеличивается количество прослоев углистых пород. Отличительной особенностью эксеняхской свиты в леписском разрезе является отсутствие среди минералов тяжелой фракции роговой обманки, тогда как по всей остальной площади не только в юго-восточной части исследованного района, но и на смежных территориях роговая обманка в породах эксеняхской свиты широко распро-



странена. По литолого-петрографическим особенностям и угленасыщенности в леписском разрезе отчетливо выделяются два горизонта (снизу вверх).

Первый горизонт сложен средне- и мелкозернистыми песчаниками (прослой мощностью 3—28 м), чередующимися с пачками пере-

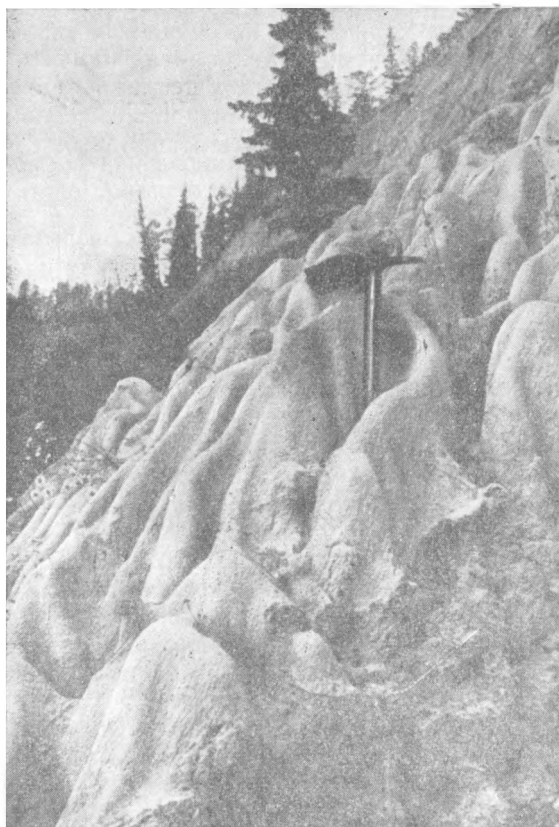


Рис. 3. Гребневидные формы выветривания в каолинизированных песчаниках второго горизонта эксеняхской свиты; р. Леписке

светло-серых (белесоватых) песчаников, средне- и мелкозернистых с переслаивающимися пачками глин, алевролитов и алевритистых песчаников, к которым обычно приурочены пропластки и пласты угля и углистые породы. Этот горизонт содержит девять пластов угля мощностью 0,6—4,5 м (XI—VI), одиннадцать пропластков угля мощностью 0,15—0,40 м и большое количество более тонких пропластков. Углистые породы в верхних слоях горизонта достигают значительной (до 6 м) мощности. В верхней части горизонта между пластами угля VII и VI встречен мощный (20 м) прослой туффита. По сравнению с первым горизонтом здесь несколько снижается количество алевролитов и увеличивается количество глин. Граница второго горизонта хорошо отбивается по появлению прослоев (мощностью 3—28 м) песчаников мелко-, реже среднезерни-

слаивающихся (3—30 м) алевролитов, глин и алевритистых песчаников, к которым приурочены пропластки угля и углистых пород. Последние широко развиты в описываемом горизонте. Мощность пропластков угля 0,1—0,4 м. Их насчитывается не менее 15. Для песчаников первого горизонта характерен желтовато- и зеленовато-серый цвет, лишь в верхней части горизонта появляются светло-серые разности, но желтоватый и зеленоватый оттенки остаются. Крупнозернистые алевролиты имеют тот же цвет, что и песчаники, а мелкозернистые глинистые — серый, темно-серый и бурый. Глины обычно серые, иногда с зеленоватым оттенком, темно-серые до черных (углистые), часто бурые. Зеленовато-серые прослой глин встречаются редко. Таким образом, для первого горизонта характерными особенностями являются цвет пород и отсутствие мощных пластов угля.

Второй горизонт представлен чередованием

стых, светло-серых, белесоватых с поверхности, с желтоватым оттенком в изломе, с очень характерными гребневидными формами выветривания (рис. 3). Цвет и форма выветривания обусловлены присутствием в цементе значительного количества каолинита. Следует учесть, что более тонкие алевритистые песчаники в пачках переслаивания сохраняют желтовато- и зеленовато-серый цвет. Кроме того, для второго горизонта характерно: 1) появление мощных угольных пластов, сближенных в верхней части горизонта; 2) присутствие в угольных пластах или вблизи их линзобразных стяжений и конкреций углисто-сидеритовых пород; 3) присутствие в верхах горизонта обломков бурых сидеритизированных стволов деревьев; 4) преобладание зеленовато-серых (часто с желтоватым оттенком) алеврито-глинистых пород в пачках переслаивания, количество которых увеличивается снизу вверх по разрезу. В самых верхних слоях второго горизонта присутствуют горелые породы мощностью около 15 м (пачка переслаивания глин, алевролитов и песчаников).

В вилюйском разрезе эксеняхская свита представлена песчаниками с пачками переслаивания алевролитов и глин (последние часто углистые) с пластом угля мощностью 1,55 м. Песчано-алевролитовые породы обогащены роговой обманкой, по количеству которой эту часть разреза можно сопоставить с верхней частью эксеняхской свиты сангарского разреза. В то же время в песчаниках содержится значительное количество пирокластических средних плагиоклазов и обломки сидеритизированных стволов деревьев, характерных для верхней части второго горизонта леписского разреза. Песчаники в вилюйском разрезе желтовато-зеленовато-серого цвета, с монтмориллонитовым цементом, характерным также для отдельных прослоев верхней части второго горизонта разреза по р. Леписке. На основании изложенного рассматриваемую часть эксеняхской свиты можно сопоставить с верхней частью второго горизонта леписского разреза (см. рис. 2).

Процент выхода тяжелой фракции в эксеняхской свите, по сравнению с чонгургасской, увеличивается в сангарском и вилюйском разрезах. Во втором горизонте леписского разреза он уменьшается. Среди аутигенных минералов в отдельных образцах второго горизонта разреза по р. Леписке, в отличие от нижележащей свиты, наблюдается значительное количество сидерита. Аллотигенные минералы отличаются от нижележащей свиты появлением роговой обманки, количество которой увеличивается снизу вверх по разрезу и в верхней части достигает 40—44%. Этим и объясняется повышенное содержание выхода тяжелой фракции. Роговая обманка широко распространена в исследованном районе, за исключением разреза по р. Леписке, где она практически отсутствует и лишь изредка наблюдается в единичных зернах. В остальном комплекс аллотигенных минералов мало чем отличается от чонгургасской свиты. Остается высоким содержание эпидота и цоизита, увеличивается количество черных рудных (преобладает ильменит, в подчиненном количестве — магнетит), причем повышенное содержание последних наблюдается в леписском разрезе. Несколько уменьшается количество граната, апатита и циркона. Присутствуют постоянные спутники эпидота — сфен и ортит (последний в незначительном количестве). Остается относительно высоким содержание слюд (биотит и хлорит). В единичных зернах присутствуют турмалин, рутил,

как исключение, встречаются моноклинные пироксены, хлоритоид и дистен.

В эксеняхской свите сангарского разреза состав цемента песчано-алевритовых пород не отличается от такового в третьем горизонте чонгургасской свиты. Иную картину мы наблюдаем в породах вилюйского и леписского разрезов. В первом горизонте леписского разреза и во втором вилюйского в песчано-алевритовых породах в цементе распространены хлорит, монтмориллонит и кальцит. Во втором горизонте леписского разреза наряду с указанными минералами существенную роль в средне- и мелкозернистых песчаниках играет каолинит.

### Хатырыкская свита

Хатырыкская свита<sup>1</sup> изучена в разрезе по р. Леписке на западном крыле Китчанской антиклинали, где она хорошо обнажена, за исключением самой верхней части. Мощность свиты составляет 350 м. Отпечатков растений встречено не было. В. В. Павлов, изучая спорово-пыльцевые спектры, отнес эксеняхскую и хатырыкскую свиты в разрезе по р. Леписке к единому по возрасту комплексу отложений, который датируется как апт-альб-сеноман(?). К сеноману он относит верхнюю часть разреза, не указывая точной границы между альбом и сеноманом. Отложения хатырыкской свиты по литологическим признакам (терригенным и отчасти аутигенным минералам) и общему характеру пород сходны с отложениями верхнемелового возраста. За неимением достаточного количества данных хатырыкскую свиту можно относить к нижнему мелу, но не исключая для нее и верхнемелового возраста. В основании хатырыкской свиты возможен небольшой перерыв в осадконакоплении, о чем свидетельствуют ожелезненные гравийно-песчаные линзовидные прослойки и песчаники с каолинистым цементом. На возможность перерыва между эксеняхской и хатырыкской свитами в других районах указывает и А. Е. Киселев (1957 г.), основываясь на наличии в основании свиты конгломерата (состоящего из гальки изверженных пород в разрезах намской и вилюйской скважин) и прослоя брекчии (в кровле эксеняхской свиты в районе возвышенностей Эксеня-Хаята) мощностью 10 м, сложенной осадочными породами верхоянского комплекса.

Нижняя граница хатырыкской свиты хорошо отбивается как макроскопически по смене литологического состава пород, так и по минералого-петрографическим признакам; верхняя — проведена несколько условно вследствие перерыва в обнажениях между хатырыкской и тимердянской свитами.

Рассматриваемая свита сложена песчаниками с маломощными прослоями алевролитов и глин или переслаивающихся пачек тех же пород и содержит пласты угля. Глинистые породы образуют маломощные пропластки (не больше 1 м) и составляют незначительный процент от общего разреза свиты. По литолого-петрографическим признакам и угленасыщенности свита разделяется на два горизонта (снизу вверх).

Первый горизонт сложен переслаиванием песчаников и алевролитов с чередующимися пачками алевролитов и глин, как правило, углистых. Мощность этих пачек не превышает 3,0 м. Горизонт содержит

<sup>1</sup> Отложения хатырыкской свиты А. Е. Киселевым, М. В. Бархатовой (1956 г.) выделялись под названием намской свиты. Ввиду того, что позднее это название было использовано для третичных отложений Якутского района, мы вслед за А. Г. Коссовской [10] приняли название хатырыкской свиты.

два прослоя угля (III и V) (см. рис. 2) мощностью соответственно 5,5 и 1,5 м и несколько пропластков небольшой мощности, сближенных в верхней части. Характерным для горизонта является: 1) появление линзовидных прослоев, сложенных ожелезненным гравийно-песчаным материалом; 2) белый цвет мелко- и среднезернистых песчаников с каолинитовым цементом; 3) появление прослоев алевролитов и алевритистых песчаников, имеющих розовато-серый цвет. Розоватый оттенок объясняется резким увеличением в составе терригенной части пород количества калиевых полевых шпатов.

Второй горизонт сложен преимущественно песчаниками с линзочками гравийно-песчаного материала, с редкими маломощными прослоями глин (в различной степени углистых) и пачек переслаивания алевролитов, алевритистых песчаников и глин; к пачкам приурочены пропластки и пласты угля. Второй горизонт включает два пласта угля мощностью 0,60 и 2,25 м и несколько пропластков мощностью до 0,45 м. Характерным для горизонта является присутствие линз и прослоев зеленых и желтовато-зеленых песчаников с хлоритовым цементом. В основании горизонта в почве мощной (35 м) пачки светлосерых песчаников встречен прослой песчаника, по-видимому, линзовидного характера мощностью до 1 м, желтовато-зеленого, местами табачного цвета, разнозернистого (до гравия), с большим количеством галек метаморфических, изверженных и осадочных пород, с крупными (до 0,1 м в поперечнике) окатанными обломками угля. В линзе наблюдаются сидеритовые конкреции, обломки стволов деревьев, обугленных с поверхности, крупные включения и линзы темно-серых и черных глинистых пород. Преобладают гальки кварцитовидных песчаников, аргиллитов, жильного кварца, иногда катаклазированного, кремней и кварцитов. В подчиненном количестве присутствуют мелкие (1—2 см в поперечнике) гальки кварцевого и афирового порфира.

Таким образом, хатырыкская свита отличается от нижележащей эксеняхской свиты на леписском участке следующими признаками: 1) резким преобладанием песчаников (второй горизонт); переслаивающиеся пачки глин и алевролитов, которые были так характерны для эксеняхской свиты, здесь встречаются редко и имеют небольшую мощность; 2) появлением линз и прослоев, сложенных гравийно-песчаным материалом, иногда ожелезненным (первый горизонт), и галек изверженных и других пород; 3) наличием линзовидных прослоев зеленых и желтовато-зеленых песчаников с хлоритовым цементом (второй горизонт); 4) присутствием розовато-серых алевролитов и алевритистых песчаников; 5) повсеместным появлением многочисленных мелких песчано-кальцитовых конкреций; 6) появлением сидеритовых конкреций в песчаных породах; 7) исчезновением конкреций и линзовидных стяжений углисто-сидеритовых пород в угольных пластах и сидеритизированных обломков стволов деревьев; 8) исчезновением зеленовато-серых глин и алевролитов. Глины и алевролиты в хатырыкской свите имеют, как правило, темно-серый и бурый цвет.

В хатырыкской свите, по сравнению с нижележащими отложениями, происходит не только изменение внешнего облика пород, но и минералогического состава. В тяжелой фракции появляются в значительном количестве дистен и ставролит. Среди породообразующих минералов резко увеличивается содержание ортоклаза, в меньшей степени кварца и уменьшается количество кислых плагиоклазов. Средние плагиоклазы

(пирокластического происхождения), характерные для эксеняхской свиты, здесь встречаются редко.

Выход тяжелой фракции в песчано-алевритовых породах свиты небольшой и в среднем составляет 0,9%. Аутигенные минералы играют незначительную роль. Отличительной чертой хатырыкской свиты является наличие в отдельных образцах песчаных пород, в небольшом количестве гидроокислов железа, за исключением первого горизонта, где они достигают значительного содержания.

Как уже указывалось выше, хатырыкская свита хорошо выделяется по смене аллотигенных акцессорных минералов. Появляются дистен и ставролит, наибольшее количество которых, как правило, наблюдается в гравийно-песчаных прослоях. Содержание дистена здесь достигает 6,6%, ставролита 4%. По всему разрезу широко распространены черные рудные минералы (в основном ильменит), гранат, меньше наблюдается циркона и апатита. По сравнению с эксеняхской свитой здесь значительно увеличивается содержание ильменита. Количество граната, циркона и апатита уменьшается по направлению к верхним слоям свиты. Процент эпидота и цоизита резко падает в первом горизонте и снова увеличивается (до 45%) во втором. Аналогичная картина наблюдается и для сфена. Кроме того, в нижней части свиты обнаруживается содержание роговой обманки (до 1,7%); в верхней части она практически отсутствует, за исключением единичных образцов. По сравнению с нижележащими отложениями здесь значительно уменьшается количество слюд (биотита), хотя в отдельных образцах первого горизонта наблюдается необычно высокое содержание мусковита (до 42%).

Состав цемента в песчано-алевритовых породах различен в первом и во втором горизонтах. В первом горизонте цементом служит в основном каолинит. Изредка в прослоях, сложенных гравийно-песчаным материалом, цементом является каолинит и гидроокислы железа. В верхней части горизонта иногда встречаются маломощные (до 0,1 м) прослой песчанистого алеврита с кальцитовым цементом полубазального типа со значительной примесью сидерита.

Во втором горизонте наряду с каолинитовым цементом присутствует монтмориллонит, причем количество каолинита уменьшается по разрезу снизу вверх, в верхней части он почти исчезает, а содержание монтмориллонита в том же направлении увеличивается, и в верхней части наблюдаются прослой с монтмориллонитовым цементом, где содержание каолинита незначительное. В той же части горизонта, где основную роль в песчаных породах начинает играть монтмориллонит, в цементе появляются гейландит и эпидесмин (из группы цеолитов), процентное содержание которых увеличивается к верхам горизонта. Кроме того, во втором горизонте присутствуют прослой и линзы песчаника с хлоритовым цементом порового типа.

### Вилюйская серия<sup>1</sup> (Cr<sub>2</sub>)

В исследованном районе к вилюйской серии относятся отложения тимердяхской свиты, которые венчают описываемый стратиграфический разрез верхнемезозойских отложений.

<sup>1</sup> Название вилюйской серии было предложено В. А. Вахрамеевым для отложений верхнемелового возраста центральной части Вилюйской впадины. Нижняя часть верхнемеловых отложений выделена им в тимердяхскую свиту.

### Тимердяхская свита

Тимердяхская свита изучена в разрезе по р. Леписке, где наблюдается сравнительно хорошая обнаженность. Контакты с другими свитами неясны. Между хатырынской и тимердяхской свитами обнаруживается значительный по мощности перерыв в обнаженности. Перекрывают тимердяхскую свиту четвертичные отложения. По данным определения флоры и спорово-пыльцевых комплексов возраст тимердяхской свиты датируется как верхний мел (предположительно сантон-туронским).

Рассматриваемая свита сложена преимущественно песчаниками серыми и светло-серыми (до белесоватых) с желтоватым и зеленоватым оттенками, с отдельными прослоями желтовато-зеленовато-серого, часто ржаво-бурого цвета, мелко- и среднезернистыми с линзами и линзовидными прослоями конгломератов, крупными линзами глинистых и алеврито-глинистых пород с редкими маломощными прослоями бурого угля. В основании вскрытой части свиты залегает пачка переслаивания пропластков бурых углей небольшой мощности (до 0,3 м) и коричневых (углистых) глин. В угле встречены зерна янтаря. Общая мощность пачки 3,4 м. Выше на размытой поверхности глин (амплитуда размыва 0,4 м) залегает мощная пачка песчаников, в нижней части которых присутствуют зерна янтаря, вымытые, вероятно, из угля.

В верхней части разреза встречена переслаивающаяся пачка линзовидного характера протяженностью около 200 м и мощностью 18 м. Здесь глинисто-алевритовые прослои чередуются с более однородными глинами, которые преобладают, и маломощными, обычно линзовидными прослоями песчаников и песков. В средней части пачки встречен прослой туфа. Туф макроскопически очень похож на глину, но резко отличается серовато-зеленой и желтовато-зеленой окраской (глины серые и темно-серые до черных). Рассмотренная пачка пород перекрывается песчаниками, характерными для верхнего мела.

Тимердяхская свита в разрезе по р. Леписке имеет следующие характерные признаки, которые позволяют легко отличать ее при полевых наблюдениях: 1) преимущественно песчаниковый состав; 2) ржаво-бурый цвет песчаников, вызванный присутствием в цементе гидрокислов железа; 3) наличие линз и линзовидных прослоев конгломератов, сложенных в преобладающей части переотложенными сидеритовыми конкрециями, в подчиненном количестве присутствуют гальки кварца, кремня и других пород; 4) наличие в песчаниках сидеритовых и песчано-родохрозито-сидеритовых конкреций; 5) крупная косая слоистость дельтового типа; 6) линзовидный и глыбовый характер залегания глинистых пород; 7) прослой туфов, характерной зеленой окраски; 8) наличие зерен янтаря; 9) присутствие многочисленных гагатизированных обломков стволов деревьев.

В отложениях тимердяхской свиты по сравнению с хатырынской увеличивается выход тяжелой фракции, достигающий в отдельных образцах 6%. Среднее содержание тяжелой фракции равно 1,9%. Аутигенные минералы играют незначительную роль (2,5%). Представлены они в основном гидроокислами железа. Аллотигенный комплекс минералов тяжелой фракции отличается от нижележащих отложений разреза по р. Леписке присутствием роговой обманки, с чем связан повышенный процент выхода тяжелой фракции. Количество ее возрастает вверх по

разрезу, где содержание роговой обманки достигает 42—49%. В остальном состав минералов не отличается от такового во втором горизонте хатырыкской свиты, за исключением некоторых количественных изменений. Остается высоким содержание эпидота и цоизита, ильменита (в отдельных образцах наблюдается высокий процент магнетита), уменьшается снизу вверх по разрезу количество граната, апатита, сфена. Содержание дистена и ставролита падает в нижней части свиты, в верхней они полностью отсутствуют. Количество слюд не превышает 5—6% (в большинстве случаев меньше). Невелико содержание постоянно присутствующих ортита, рутила, турмалина и изредка (в единичных зернах) — моноклинных пироксенов, гиперстена, хлоритоида.

Наиболее распространенными цеменстами в песчаниках тимердякской свиты являются хлорит и гейландит (из группы цеолитов). Довольно часто встречаются монтмориллонит и гидроокислы железа. Каолинит играет незначительную роль. Крайне редко присутствует кальцит.

## ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

### Конгломераты

Конгломераты байлыкской серии образуют маломощные (до 0,15 м) линзовидные прослои. Они сцементированы неотсортированным песчаным материалом с примесью гравия. Распределение галек неравномерно: местами гальки преобладают над цементом, или цемент над гальками. Широко распространены гальки кремней, кварцитов, кварца, кварцитовидных песчаников; в меньшем количестве присутствуют гальки известняка, катаклазированного гранита и гранитоида, афирового порфира и порфира, кварцевого кератофира и дацита.

В тимердякской свите конгломераты наблюдаются в виде линз и маломощных (до 0,3 м) линзовидных прослоев. Изредка встречаются кармановидные углубления, заполненные галечником. По всей вероятности, это — результат руслового вреза в толщу песчаников с амплитудой врезания 1 м. Конгломераты сцементированы песчаником, по составу аналогичным вмещающим породам. Количество цемента обычно не больше. Среди галек большую часть составляют переотложенные конкреции сидерита. В результате выветривания последнего линзы и прослои очень часто содержат гидроокислы железа. Доказательством того, что гальки являются переотложенными конкрециями, служат следующие факты. Шлифы, взятые из галек и из конкреций тимердякской свиты, показывают тождественный состав. Сложены они пелитоморфным и скрытозернистым сидеритом, интенсивно замещающим обломочный материал и гейландит (из группы цеолитов). Последний широко развит в цементе песчаных пород тимердякской свиты. По данным солянокислой вытяжки, сделанной из гальки сидерита, в составе карбонатов, кроме преобладающего  $\text{FeCO}_3$  (34,9%), содержится значительная примесь  $\text{MnCO}_3$  (7,18%). Примесь родохрозита очень характерна для сидеритовых конкреций рассматриваемой свиты. Кроме сидеритовых, в значительном количестве присутствуют гальки кварцита, кремней, кварца, кварцевого и дацитового порфира, порфира, пелловых туфов. Из осадочных пород встречаются гальки песчаников, чаще кварцитовидных, алевролитов и алевритистых аргиллитов, вероятно, пермотриасовых пород. Среди кремней наблюдаются кремнистые оолиты, где свя-

зующей массой служит халцедоно-кварцевый материал. Гальки аналогичных пород встречались в отложениях хатырыкской свиты.

Гальки байлыкской серии и тимердяхской свиты в преобладающей массе хорошо окатаны, реже наблюдаются угловато-окатанные. Размер их от 1 до 6 см; в тимердяхской свите изредка достигает 18 см.

### Песчаники и алевролиты

Песчаники в изученном разрезе мезозойских пород от серого до светло-серого и белесоватого цвета, часто с зеленоватым и желтоватым оттенками, в отдельных прослоях — зеленовато-серого и зеленого цвета. Цвет песчаных пород зависит от состава цемента. Зеленоватые тона обусловлены присутствием хлоритового цемента. Белесоватость песчаников с пятнистой текстурой, как уже указывалось выше, обусловлена присутствием в цементе ломонтита, белесоватость без пятнистой текстуры — каолинита. Желтоватая окраска вызвана появлением в цементе монтмориллонита. Характерная для песчаников верхнего мела ржаво-бурая окраска подчеркивается наличием в цементе гидроокислов железа. На контактах с пластами угля или в пачках переслаивания пород часто наблюдаются песчаники буроватого и коричневого цвета. Последний вызван присутствием в породе значительного количества углистого материала.

Песчаники массивные и плитчатые. В хатырыкской и эксеняхской (лепиский участок) свитах они образуют характерные гребневидные формы выветривания, в тимердяхской — иногда конусовидные и пирамидальные.

Крепость песчаников уменьшается снизу вверх по разрезу, а также по площади. Наиболее плотно сцементированы песчаники байлыкской серии в разрезе по р. Чечуме. Вверх по разрезу крепость песчаников уменьшается. В сангарском разрезе в третьем горизонте чонгургаской свиты появляются прослои слабосцементированных песчаников. В разрезе по р. Леписке, начиная со второго горизонта чонгургаской свиты и выше по разрезу и в обнажениях р. Вилюя, все песчаники очень слабо сцементированы. В тимердяхской свите появляются прослои песков. Наиболее крепко сцементированы песчаники, в которых преобладающим цементом является кварц. Песчаники с ломонитовым цементом довольно плотно сцементированы, с монтмориллонитовым и каолинитовым — слабо.

В песчаниках большей части разреза слоистость горизонтальная прямая, горизонтально-волнистая, косая и косо-волнистая. Слоистость мелкая, слойки в большинстве случаев имеют пологие углы падения, мощность косых серий незначительная (измеряется сантиметрами). Лишь в верхней части эксеняхской свиты изредка встречается крупная веерообразная слоистость. Исключение представляют песчаники тимердяхской свиты, слоистость которых резко отличается от нижележащих. Здесь всюду наблюдается крупная косая слоистость. Последняя или однонаправленная со слабо сходящимися книзу слойками, или перекрестная, где косослоистые серии наклонены под разными углами. Распространена также крупная веерообразная слоистость. Реже слоистость тимердяхской свиты слабо волнистая, близкая к горизонтальной.

В песчаниках встречаются линзы и прослои, переполненные обугленными растительными остатками, обломками древесины и окаменелых



стволов деревьев, выполненных песчаником или алевролитом с кальциевым цементом базального типа. Часто в таких прослоях присутствуют гальки и обломки местных пород, среди которых в большом количестве наблюдаются углистые аргиллиты и алевролиты.

Алевролиты чаще приурочены к пачкам переслаивания пород в виде маломощных прослоев, реже образуют самостоятельные слои небольшой мощности (изредка до 17 м). Цвет алевролитов зависит от крупности зерна и от примеси глинистого материала. Крупнозернистые алевролиты повторяют цвет песчаников, мелкозернистые, обычно в различной степени глинистые, приобретают более темный цвет. Алевролиты в чечумском и сангарском разрезах, по сравнению с песчаниками, отличаются большей плотностью.

Слоистость в алевролитах чаще косая, волнистая, реже горизонтальная. Обычно серии параллельных слоев или отдельные слои направлены в разные стороны под пологими углами (3—10°, реже до 20° и в единичных случаях до 35°). Часто одни серии слоев срезаются другими; слои параллельные, большей частью выпуклые или вогнутые. В отдельных прослоях серии почти горизонтальных слоев срезаются сериями слоев с углами падения до 15°. Во втором горизонте чонгургасской и в эксеняхской свитах леписского разреза наблюдается косая слоистость, при которой короткие параллельные линзочки, направленные в одну сторону под пологими углами (4—10°), образуют как бы прослои, близкие к горизонтальным, иногда сменяющиеся горизонтальными и близкими к ним или косо-волнистыми слоями. Реже серии параллельных линзочек падают под более крутыми углами (до 30°).

Слоистость в песчано-алевролитовых породах подчеркивается в большинстве случаев скоплением углистого растительного детрита, часто с примесью слюды и глинистого материала или обугленными растительными остатками. Но встречается косая слоистость, обусловленная смесью гранулометрического состава (чередование мелкозернистых алевролитов с крупнозернистыми алевролитами и аргиллитами, линзочками аргиллитов в песчаниках или алевролитах). Часто можно наблюдать тонкое (от долей миллиметров до 0,5 см), обычно сложное, линзовидное переслаивание светлых алевролитов, реже песчаников с темными глинистыми и углистыми породами (тип слоеного пирога). Такой тип переслаивания обуславливает линзовидно-полосчатую текстуру. В нижней части чонгургасской свиты сангарского разреза встречен прослой крупнозернистого алевролита, где косая слоистость подчеркивается чередованием темно-серых слоев, обогащенных биотитом, с примесью обугленных растительных остатков и белесоватых слоев алевролита с порово-базальным цеолитовым (ломонтитовым) цементом (рис. 4). В песчаниках и алевролитах часто можно встретить мелкие линзочки угля разнообразной формы, расположенные в различном направлении. Иногда их так много, что порода приобретает темную окраску. В песчано-алевролитовых породах постоянно присутствуют рассеянные обугленные растительные остатки и иногда листья хорошей сохранности. Последние наиболее характерны для алевролитов и в единичных случаях встречаются в песчаниках. В алевролитах наблюдаются обугленные корневые остатки. Постоянными спутниками описываемых пород являются обломки стволов деревьев, расположенные по слоистости или наклонно к ней. Обычно диаметр стволов не превышает 0,6 м. В песчаниках вто-

рого горизонта ынгырской свиты чечумского разреза встречено окаменевшее дерево размером 1,2 м в диаметре. На плоскостях напластования описываемых пород в байлыкской и чечумской сериях, а также в первом горизонте ынгырской свиты наблюдались знаки волновой ряби. Песчаники и алевролиты разбиты трещинами, выполненными обычно кальцитом, в байлыкской и чечумской сериях разреза по р. Чечуме — нередко кварцем, в тимердяхской свите — гидроокислами железа. Наблюдаются зеркала скольжения с примазками кальцита.

Под микроскопом в алевролитах, реже песчаниках наблюдается большое скопление чешуек биотита и растительных остатков. По величине эти растительные

остатки иногда значительно превышают размер обломочных зерен. Своим расположением они, как правило, подчеркивают микрослоистость, реже залегают беспорядочно или рассеяны по всей породе. Иногда количество их составляет 40—50% от породы, являясь цементирующим веществом. Подавляющее большинство растительного материала представлено гелифицированными компонентами, что может свидетельствовать об образовании осадков в условиях более или менее анаэробной среды. Встречаются алевролиты с текстурой взмучивания, где глинистый и алевритовый материал распределен неравномерно (пятна, гнезда), наблюдается нарушение микрослоистости, происходящее во время накопления осадка. Эти текстуры свидетельствуют о неспокойной среде осадкообразования.



Рис. 4. Косая слоистость в алевролитах чонгур-гасской свиты (светлые слои — алевролит с ломонитовым цементом порово-базального типа; натуральная величина)

Гранулометрический анализ песчаных и алевритовых пород производился в основном по шлифам. В верхней части леписского и в вилюйском разрезах, где породы слабоцементированы, гранулометрический анализ осуществлялся путем рассеивания на ситах.

В песчаниках первого и второго горизонтов байлыкской серии резко преобладает фракция 0,25—0,1 мм (73—99%). Довольно часто присутствует примесь фракции 0,1—0,07 мм (4—22%, реже до 40%). Эти песчаники в преобладающей массе хорошо отсортированы. В третьем горизонте байлыкской серии и в вышележащей части разреза (за исключением хатырыкской и тимердяхской свит) преобладающей остается фракция 0,25—0,10 мм, но существенную роль начинает играть фракция 0,50—0,25 мм. Появляются прослои среднезернистых песчаников, где эта фракция преобладает (до 70%); количество прослоев увеличивается снизу вверх по разрезу. Иногда в среднезернистых песчаниках присутствует примесь фракции 0,63—0,50 мм (до 13%). Как правило, в песчаниках наблюдается примесь фракции 0,10—0,01 мм (часто в значительных количествах). Особенно много этой фракции в пачках переслаивания пород, где песчаники обычно сильно алевритистые. Сорти-

ровка зерен в песчаниках ухудшается по направлению к верхней части разреза. В песчаниках чечумской серии и ынгырской свиты преобладают песчаники относительно хорошо отсортированные. Разности, где ни одна из фракций не достигает 50%, встречаются редко. В чонгургасской и эксеняхской свитах сортировка зерен становится хуже. Часто встречаются прослои с плохо отсортированными песчаниками. В хатырыкской свите песчаники в преобладающей массе отличаются плохой сортировкой зерен. Доминируют разности, где ни одна из фракций не достигает 50%. Гораздо реже встречаются песчаники, в которых доминирует фракция 0,5—0,25 мм или 0,25—0,10 мм; обычно каждая из них составляет 50% или немного больше. В тимердяхской свите сортировка зерен становится несколько лучше. Здесь доминирующей является фракция 0,25—0,10 мм, но содержание ее обычно не превышает 50%. Широким распространением пользуется фракция 0,50—0,25 мм, которая также не превышает 50—55%. Постоянно в основной фракции наблюдается примесь других песчаных фракций и, как правило, алевритовой (в количестве 20—35%). Присутствуют разности, где ни одна из фракций не составляет 50%.

Особых закономерностей в изменении гранулометрического состава песчаников по площади, насколько можно судить по имеющимся данным, не наблюдается. В разрезе по р. Вилюю в ынгырской свите сортировка песчаных пород хуже, чем в остальных разрезах. В чонгургасской свите наибольшая крупность зерна отмечается в сангарском разрезе; в разрезе по р. Чечуме и особенно по р. Леписке крупность зерна уменьшается. Но здесь следует учесть плохую обнаженность свиты.

В алевролитах преобладает фракция 0,10—0,05 мм (56—76%). В некоторых случаях она имеет подчиненное значение, а преобладает фракция 0,05—0,01 мм (до 79%). Крупнозернистые алевролиты, как правило, содержат примесь песчаного материала, особенно значительную роль играет мелкозернистая фракция 0,16—0,10 мм, составляющая до 40%. Наряду с хорошо отсортированными алевролитами в пачках переслаивания пород встречаются алевролиты плохо отсортированные. Часто наблюдаются песчано-алевритовые породы, в которых ни одна из фракций не достигает 50%.

Минералогический состав песчано-алевритовых пород большей части разреза, за исключением хатырыкской и тимердяхской свит, довольно однообразен. Основными породообразующими минералами являются полевые шпаты, кварц и биотит. В первом горизонте байлыкской серии, в отдельных прослоях среднезернистых песчаников чонгургасской и эксеняхской свит и в верхней части тимердяхской свиты значительную роль играют обломки пород, количество которых достигает 40% от обломочной части. Здесь песчаники становятся полимиктовыми. В остальной части разреза они аркозовые. Полевые шпаты всюду преобладают над кварцем и составляют 60—80%. Среди них доминируют кислые плагиоклазы (43—67%), в основном альбит, в подчиненном количестве — олигоклаз; постоянно присутствуют их решетчатые разности (до 2%). Средние плагиоклазы наблюдались только в ынгырской свите в леписском и вилюйском разрезах. В последнем они присутствуют спорадически и составляют небольшой процент (0,8—3,2%). В разрезе по р. Леписке средние плагиоклазы встретились в двух образцах песчаных алевролитов, взятых из самых верхних слоев ынгырской свиты, где они содержатся в количестве 29—45%.

Во втором горизонте чонгургасской свиты разреза по р. Леписке в небольшом количестве встречаются средние плагиоклазы пирокластического происхождения. Во втором горизонте эксеняхской свиты леписского и вилюйского разрезов они играют существенную роль. Количество их в леписском разрезе увеличивается снизу вверх по разрезу свиты и достигает максимума в прослое туффита. В вилюйском разрезе они постоянно наблюдаются и преобладают среди минералов легкой фракции (47—62%). В образцах с повышенным содержанием средних плагиоклазов количество кварца резко снижается (до 5%). В сангарском разрезе средние плагиоклазы встречаются в редких случаях и не превышают 2%. Средние плагиоклазы представлены андезином ( $Np \geq 1,544$ ) в виде резко угловатых, иногда остроугольных зерен, в преобладающей массе отличающихся исключительной свежестью и отсутствием полисинтетических двойников; довольно часто с волнистым погасанием. Отдельные зерна обнаруживают зональное строение. По внешнему облику андезины очень легко спутать с кварцем.

Содержание кварца колеблется в пределах 19—37%. Несколько повышенное количество его наблюдается в разрезах по рекам Леписке и Вилюю (ынгырская свита). В алевролитах во всех разрезах содержание кварца больше, чем в песчаниках (до 41%); в отдельных образцах вилюйского разреза доходит до 59%. Биотит в песчано-алевритовых породах постоянно присутствует и составляет от 5 до 30%. Особенно много его в алевролитах. В небольшом количестве встречаются чешуйки хлорита и мусковита.

По минералогическому составу песчано-алевритовые породы хатырыкской свиты отличаются от нижележащих. Основными породообразующими минералами в них являются полевые шпаты и кварц. Полевые шпаты доминируют над кварцем (50—73%). Отличительной особенностью рассматриваемой свиты от нижележащих отложений является резкое увеличение среди полевых шпатов калиевых разностей (ортоклаза). Последние преобладают над кислыми плагиоклазами и составляют обычно 34—45%. Среди них постоянно присутствует микроклин (0,7—4,3%). Кислые плагиоклазы находятся в подчиненном количестве (12—29%). В отдельных образцах в незначительном количестве (0,3—2,7%) наблюдаются пирокластические средние плагиоклазы (андезин) в виде угловатых свежих зерен. Кварц составляет 27—42%, изредка до 50%. По сравнению с нижележащими отложениями содержание его увеличивается. Характерным признаком песчано-алевритовых пород хатырыкской свиты является небольшое содержание в них биотита. Скопление последнего изредка наблюдается в алевролитах первого горизонта. Как правило, единичные чешуйки биотита обесцвечены (нет зеленого биотита), расщеплены и переходят в хлорит или каолинит. По видимому, биотита было значительно больше, но он перешел во вторичные минералы.

В тимердяхской свите минеральный состав песчаных пород близок к таковому в хатырыкской свите. Основными породообразующими минералами являются полевые шпаты, кварц, в верхней части свиты — обломки пород. По всему разрезу полевые шпаты преобладают над кварцем. Они составляют 52—64%. В полевых шпатах в большинстве случаев доминируют калиевые разности (23—42%), число которых уменьшается по направлению к верхам разреза. Кислые плагиоклазы составляют 20—37%, причем содержание их увеличивается к верхам

разреза. В незначительном количестве присутствуют микроклин, изредка в единичных зернах (до 1%) пирокластические средние плагиоклазы. Биотит в песчаниках тимердянской свиты встречается в небольших количествах.

Полевые шпаты в нижней части описываемого разреза сильно пелитизированы, серицитизированы, редко хлоритизированы. Особенно это относится к песчано-алевритовым породам байлыкской серии. Пелитизации подверглись не только ортоклазы, но и альбиты. В чонгургасской и эксеняхской свитах полевые шпаты, по сравнению с нижележащими отложениями, менее изменены. Здесь чаще встречаются свежие зерна. Свежестью отличаются олигоклазы, количество которых увеличивается во втором горизонте эксеняхской свиты и в вышележащих свитах в вилюйском и леписском разрезах. В хатырыкской и тимердянской свитах преобладают свежие калиевые полевые шпаты. Исключительной свежестью отличаются средние плагиоклазы ынгырской свиты, среди которых изменены лишь отдельные зерна; последние — преимущественно с полисинтетическими двойниками. Появление их в вилюйском и леписском разрезах может быть объяснено наличием дополнительного источника сноса для песчано-алевритовых пород северо-западных районов. Возможно они являются пирокластическими. Следует отметить, что с появлением в вилюйском разрезе средних плагиоклазов в цементе песчаных пород обнаружен монтмориллонит.

По всему разрезу встречаются полевые шпаты с микропегматитовой и микропертитовой структурой, мирмекитовыми и пойкилитовыми вростками кварца. Отдельные зерна ортоклазов альбитизированы. Иногда полевые шпаты почти сплошь изменены в агрегат мельчайших чешуек волокнистой формы бесцветной слюды. Эти обломки, по всей вероятности, были такими принесены в осадок. Изредка можно встретить плагиоклазы с регенерационными каемками (чечумский и сангарский разрезы). Довольно часто плагиоклазы катаклазированы, с разорванными полисинтетическими двойниками. Отдельные зерна имеют волнистое погасание, трещиноватые. Следует отметить, что в вилюйском разрезе, где метаморфизм пород отсутствует, наблюдаются также плагиоклазы с резким волнистым погасанием, а отдельные зерна полевых шпатов волнисто изогнуты по спайности. Это свидетельствует о том, что в период формирования пород ынгырской свиты размывались области, сложенные метаморфическими породами. В полевых шпатах обнаруживаются включения кварца округлой и угловатой формы, призмочки и таблички титанистых минералов, апатита, циркона. В отдельных обломках полевых шпатов присутствуют включения чешуек мусковита, биотита и желтовато-зеленого хлорита.

Характерной чертой полевых шпатов, особенно плагиоклазов, в чонгургасской, эксеняхской и тимердянской свитах являются включения в них зерен эпидота и цоизита. Последние в виде мельчайших зернышек или крупных включений иногда замещают почти полностью полевые шпаты. Часто встречаются плагиоклазы, замещенные землистым эпидотом.

Кварц обнаруживается в виде угловатых, реже угловато-окатанных зерен, часто с корродированной поверхностью, иногда имеет удлиненную остроугольную форму (последняя наиболее характерна для алевролитов); преобладают зерна с волнистым погасанием, часто трещиноватые. Обломки кварца, как правило, чистые, но встречаются

загрязненные пелитовым материалом, иногда с микропузырьками газа. В отдельных обломках кварца присутствуют включения мелких зерен циркона, сфена, граната, призмочек апатита, эпидота и доизита. Последние часто в виде крупных выделений (чонгургасская и эксеняхская свиты).

Биотит в песчано-алевритовых породах сильно изменен. Чешуйки его обесцвечиваются, гидротизируются и расщепляются на отдельные волокна. Обычно они волнисто изогнутые, окаймляют обломочные зерна (как бы зажаты между последними). Иногда подобного типа биотит выполняет роль цемента. В нижней части разреза (байлыкская серия — ынгырская свита) эти чешуйки биотита в основной массе бурого и грязно-бурого цвета, в чонгургасской и эксеняхской свитах — зеленоватого или зеленовато-бурого. В эксеняхской свите вилюйского и леписского разрезов бросается в глаза преобладание зеленого биотита, отдельные чешуйки которого отчетливо плеохроируют в зеленых тонах. Во втором горизонте леписского разреза появляются единичные чешуйки коричневого биотита, яркого с оранжевым оттенком, густо скрашенного (плеохроизм от коричневого до светло-коричневого). Мелкие чешуйки подобного биотита обнаруживались в обломках средних эффузивов (андезитов) в прослое туффита. По всему разрезу наблюдается превращение биотита в хлорит. Для ынгырской свиты (особенно первого горизонта) характерно превращение биотита в слюдоподобный минерал. Последний бурого, чаще зеленовато-бурого цвета, лепешкообразный, с тонкочешуйчатым погасанием, слабо поляризует, реже с желтыми цветами интерференции,  $N_{cp} \sim 1,520$ . Биотит при переходе в слюдоподобный минерал сильно увеличивается в объеме, намного превышает размер обломочных зерен в породе; у него резко понижается двупреломление, плеохроизм отсутствует; довольно часто теряется пластинчатая форма, приобретаются округлые или неправильные очертания. В таких новообразованиях иногда встречаются чешуйки измененного биотита. Это превращение наблюдается в шлифах, обогащенных обугленными растительными остатками, иногда в песчаниках, являющихся кровлей угольных пластов. По-видимому, изменение биотита в слюдоподобный минерал связано с разложением органических остатков. Возможно, слюдоподобный минерал — это переходные разности в хлорит.

В эксеняхской свите разреза по р. Леписке биотит гидратизируется, увеличивается в объеме, обесцвечивается, теряет плеохроизм, расщепляется на отдельные волокна или утрачивает пластинчатую форму и превращается в бесформенные образования с неровными краями. Пластинки и чешуйки сливаются и образуют микролинзочки или являются цементом. Все эти изменения биотита связаны с переходом его в хлорит. Встречаются чешуйки почти бесцветного биотита вермикулитообразной формы с очень низким двупреломлением (серовато-желтые цвета интерференции). В нижней части разреза часто наблюдается аморфизация биотита [10], превращение его в колломорфные сгусткоподобные скопления бурого цвета, слабо просвечивающие в скрещенных николях.

В чечумской серии и ынгырской свите особенно широко распространено превращение биотита в лейкоксен. Биотит бурого цвета, часто обесцвечивается, иногда превращается в бесцветную слюду. Слюда или хлорит чередуются с волокнами лейкоксена. Лейкоксенизация начинается с периферийных участков пластинки, или же лейкоксен в виде мельчайших зерен развивается по всей чешуйке. Иногда можно наблюдать пластинки биотита, полностью или частично превращенные в непрозрачную изотропную массу лейкоксена. Волнисто изогнутые чешуйки биотита,

зажатые между обломочными зернами, нацело лейкоксенизированы, являются цементом. Лейкоксен, который иногда наблюдается в порых песчано-алевритовых пород, образовался, по-видимому, аналогичным путем. На отдельных участках, обогащенных обугленными обрывками растений, наблюдается наиболее сильная лейкоксенизация биотита. По-видимому, эти обрывки при разложении создавали кислую среду, которая способствовала новообразованию лейкоксена по биотиту. Лейкоксенизация биотита происходит по всему разрезу, но для меловых отложений (за исключением ынгырской свиты) она не характерна. В хатырыкской и тимердякской свитах указанное превращение наблюдается крайне редко.

В чечумской серии в первом горизонте ынгырской свиты и во втором горизонте эксеняхской распространена инкрустация биотита сидеритом. В этой части разреза изменения биотита происходят без выноса железа. В отдельных шлифах по чешуйкам биотита развивается пирит, часто окисленный.

Обломки пород постоянно встречаются в песчаниках, но количество и состав их неодинаков. В первом горизонте байлыкской серии они достигают 25—40%. В чечумской серии и ынгырской свите обломки пород обнаруживаются спорадически. Наибольшее количество их наблюдается в среднезернистых песчаниках (до 15—20%). По составу обломки пород этой части разреза однотипны. Среди них доминируют обломки кремнистых пород, микрокварцитов, кислых и средних эффузивов; в меньшем количестве присутствуют обломки кремнисто-серицитовых, глинисто-кремнистых, слюдястых пород (сланцев), микрогранитов, микропегматитов и единичные обломки халцедона, хлорито-кремнистых, глинистых, углисто-слюдястых, и гранато-слюдястых сланцев, мозаичного кварца, сростки полевых шпатов (ортоклаза и микроклина, ортоклаза и альбита), сростки кварца и полевых шпатов, биотита и кварца, мусковита и полевых шпатов. В ынгырской свите встречаются обломки хлорита чешуйчатого и агрегатного строения, иногда желтовато-зеленого цвета. Обломки пород размером от 0,18 до 0,6 мм (редко до 1 мм), окатанные и угловато-окатанные. Часто обломки средних эффузивов имеют нечеткие извилистые контуры, замещаются кальцитом, гидрослюдой, кварцем.

Характерной чертой чонгургасской и эксеняхской свит является присутствие в песчаниках большого количества обломков пород, составляющих зачастую до 30—40% от обломочной части. Среди них основное значение имеют разнообразные сростки полевых шпатов, очень часто обогащенные эпидотом, кварц-полевошпат-эпидотовые породы, иногда с биотитом или хлоритом, эпидот-хлоритовые, эпидот-серицитовые породы, слюдясто-полевошпатовые и кварц-эпидот-мусковитовые породы, обломки агрегатов эпидота и цоизита. Зачастую полевые шпаты (по-видимому, основные) почти полностью сосюритизированы. Эпидот в обломках наблюдается обычно в виде зернистых агрегатов или имеет землистый облик, реже присутствует в виде крупных зерен иногда фисташкового цвета. В обломках пород полевые шпаты резко преобладают над кварцем. Отсюда становится понятным подчиненное количество последнего в легких фракциях. В обломках пород плагиоклазы часто имеют волнистое погасание и среди них в верхней части третьего горизонта чонгургасской свиты сангарского разреза встречаются средние плагиоклазы (в шлифах). Иногда в этих обломках наблюдаются включения циркона, апатита, граната и ильменита. В подчиненном количестве встречаются сбломки микрокварцитов (иногда с включениями эпидота

и полевых шпатов), кремнистых пород, кислых и средних эффузивов (последние часто разложённые, с неясными контурами зерен), слюдинокремнистых сланцев, изредка с включениями зерен черных рудных минералов, единичные обломки разложённых (хлоритизированных и лейкоксенизированных) основных эффузивов, окатанные обломки халцедона, чешуйчатого хлорита, иногда с зернышками граната. Изредка встречаются обломки роговообманкового сланца. Размер обломков от 0,3 до 2,0 мм. О форме обломков обычно судить трудно, так как поверхность их корродирована. Они свидетельствуют о том, что источником питания для чонгургасской свиты служили кристаллические породы, богатые эпидотом и цоизитом. В чечумском разрезе обломки пород, обогащенные эпидотом и цоизитом, встречаются реже и в значительно меньшем количестве. Наибольшее число их обнаруживается в песчаниках сангарского разреза.

Обломки, богатые эпидотом и цоизитом, присутствуют в хатырыкской и тимердяхской свитах, но в небольшом количестве (до 3%).

В тимердяхской свите преобладают хорошо окатанные обломки кремнистых, кремнисто-слюдяных и глинистых пород. Встречаются обломки алевролитов с хлоритовым цементом. В нижней части тимердяхской свиты обломки пород не превышают 3%, в верхней — содержание их резко увеличивается (до 20—30%).

Отличием чонгургасской и эксеняхской свит от других является также сильное обогащение песчаников и особенно алевролитов акцессорными минералами, среди которых существенно преобладают эпидот и цоизит, в меньшем количестве встречаются гранат, сфен и апатит. Содержание этих минералов в отдельных прослоях достигает 10—15% от породы. Интересно отметить, что в песчаниках обнаруживаются гальки алевролита с большим количеством тех же акцессорных минералов. Песчаники эксеняхской свиты сангарского и вилюйского разрезов и верхней части тимердяхской свиты обогащены роговой обманкой.

### Глинистые породы

Глинистые породы приурочены к переслаивающимся пачкам пород или образуют отдельные слои мощностью 0,05—2,00 м, как исключение до 10 м. Во втором горизонте байлыкской серии был встречен мощный слой аргиллитов (38 м). В тимердяхской свите залегание глинистых пород носит линзовидный и глыбовый характер. В разрезах по р. Чечуме и Сангарского каменноугольного месторождения глинистые породы представлены очень крепкими (в воде не размокают) аргиллитами. В верхней части чечумской серии, ынгырской и в первом горизонте чонгургасской свит в леписском разрезе появляются редкие прослои плотных глин (в воде размокают). Аргиллиты же становятся менее крепкими. Во втором горизонте чонгургасской свиты и в вышележащих отложениях того же разреза аргиллиты уступают место уплотненным глинам.

Глинистые породы от серого до темно-серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком, нередко буровато-коричневые и черные (углистые). Зеленовато-серые глины характерны для второго горизонта чонгургасской и эксеняхской свит леписского и вилюйского разрезов. Глинистые породы массивные и тонкоплитчатые, иногда с раковистым изломом или со скорлуповатой отдельностью, изредка листоватые, комковатые (эксеняхская и хатырыкская свиты разреза по р. Леписке). В выветрелом состоянии распадаются на мелкую щебенку. Местами наблюдается



горизонтальная и линзовидно-полосчатая слоистость. Слоистость обычно тонкая, подчеркивается чередованием тонких линзочек и прослоев глинистых алевролитов (более светлых) и глинистых пород (более темных) или глинистых и углистых пород. Иногда слоистость выражается только в неясных изменениях окраски. В отдельных прослоях наблюдается мелкая неясная косая слоистость аналогичная описанной в алевролитах. В большинстве случаев эта слоистость подчеркивается скоплением на плоскостях напластования углистого детрита или слуды. Отдельные прослой глинистых пород обогащены обугленными растительными остатками, рассеянными в породе, довольно часто содержат листовую флору хорошей сохранности. Присутствуют линзочки угля, местами образуя большие скопления. Нередко встречаются обугленные корневые остатки. В чечумском и сангарском разрезах наблюдаются зеркала скольжения (иногда с примазками кальцита) и трещинки, идущие в различном направлении, выполненные кальцитом, изредка кварцем (чечумская серия разреза по р. Чечуме).

По шлифам видно, что в глинистых породах преобладает алевропелитовая структура. Алевролитовый материал содержится от 5 до 50% (чаще больше 20%). Размер алевролитовых частичек обычно 0,01—0,05 мм, редко присутствует примесь мелкопесчаного материала. В хатырыкской и тимердякской свитах довольно часто ни алевролитовая, ни глинистая фракции не составляют 50% (алевроито-глинистые породы). В глинистой массе преобладают частицы размером 0,010—0,005 мм, нередко 0,010—0,001 мм.

Гранулометрический анализ из отдельных образцов глин леписского разреза, полученный методом Сабанина-Робинсона, показал содержание фракций  $< 0,001$  мм 12—34%. Из более крупных глинистых частиц преобладает фракция 0,010—0,005 мм (до 60%). Примесь алевролитового материала, среди которого большую роль играет фракция 0,050—0,010 мм, составляет до 37%.

Более тонкодисперсные аргиллиты почти всегда содержат многочисленные обрывки корневых остатков, расположенных перпендикулярно напластованию, и являются обычно почвой пластов угля. Формирование их, по-видимому, происходило в небольших застойных водоемах. В отдельных шлифах наблюдается прерывистая горизонтальная, иногда волнистая и косая микрослоистость. Последняя подчеркивается обогащением растительными остатками, ориентированными чешуйками биотита. Кроме того, слоистость подчеркивается бурыми прослоями органического вещества иногда с примесью углистых частиц или переслаиванием однородного аргиллита с глинистым мелкозернистым алевролитом. Органическое вещество очень часто присутствует в породах и придает им бурый цвет. Иногда оно составляет до 50—60% от породы (фитопелитовая структура). Растительные остатки в глинистых породах, так же как и в песчано-алевролитовых, в большинстве случаев гелифицированы, в тимердякской свите часть растительного материала фюзенизирована.

В аргиллитах преобладают беспорядочные и чешуйчатые текстуры. Иногда можно наблюдать пятнистые текстуры, обусловленные неравномерным распределением органического материала. Довольно часто встречаются гнездовидные микротекстуры, когда в более или менее однородном аргиллите присутствуют гнезда алевролита, иногда с примесью песчаного материала. Подобного типа текстуры свидетельствуют о неспокойной среде осадкообразования (прибрежная часть застойного водо-

ема на морском побережье). Гнездовидные текстуры особенно характерны для Ынгырской свиты вилюйского разреза.

Алевритовый материал обычно представлен чешуйками измененного биотита, кварцем, реже полевыми шпатами, бесцветной слюдой, рассеянными углистыми частицами. В чонгургасской (второй горизонт) и эксеняхской свитах леписского и вилюйского разрезов широким распространением пользуется зеленый биотит, иногда составляющий до 40—50%; встречаются зерна среднего плагиоклаза (андезин).

Для большинства глинистых пород чонгургасской и эксеняхской свит всех разрезов характерной чертой является значительная примесь мельчайших зерен акцессорных минералов, среди которых резко преобладают эпидот и цоизит, в меньшем количестве — сфен, гранат, циркон, апатит, ильменит, лейкоксен. Эти минералы либо обогащают микропрослой и микролинзочки, либо рассеяны по всей породе. Особенно большое количество их наблюдается в отдельных прослоях сильно алевритистых разностей. Иногда они составляют до 35% породы. Такое обогащение глинистых пород эпидотом и цоизитом связано, по-видимому, с разрушением обломков пород, в которых эти минералы содержатся в больших количествах.

Акцессорные минералы глинистых пород, выделенные в тяжелую фракцию, в основном не отличаются от таковых в песчано-алевритовых породах. Лишь в первом горизонте Ынгырской свиты в составе терригенной части тяжелой фракции аргиллитов наблюдается повышенное, по сравнению с песчано-алевритовыми породами, содержание моноклинных пироксенов (9,6%), эпидота и цоизита (12%) и роговой обманки (5,3%).

Комплексное изучение тонкодисперсной глинистой фракции  $\angle 0,001$  мм методом окрашивания, определения оптических констант, данные рентгенографического, термического, химического анализов и электронно-микроскопического исследования показывают, что глинистые минералы нижней части разреза (байлыкская серия — Ынгырская свита) представлены гидрослюдой, часто с примесью каолинита (8—25%), иногда хлорита. По данным рентгенографического анализа в них присутствует примесь тонкодисперсного кварца и полевых шпатов. Агрегаты ориентированных частиц  $\angle 0,001$  мм имеют показатели преломления, типичные для гидрослюд  $Ng' = 1,599 - 1,572$ ,  $Np' = 1,580 - 1,562$ ,  $Ng' - Np' = 0,009 - 0,010$ . Показатели преломления с наиболее высокими значениями.  $Ng'$  и  $Np'$ , по всей вероятности, содержат примесь хлорита. Дифференциальные кривые по всем образцам показывают присутствие органического вещества (экзотермический эффект при 300—400°) и в чумской серии часто сидерита (экзоэффект при 600—700°). Примесь каолинита в отдельных образцах фиксируется на дифференциальных кривых отчетливыми экзотермическими эффектами при 980° и устанавливается рентгеновским анализом. Химические анализы показывают высокое содержание суммы щелочей до 7,3% (из них  $K_2O = 4,4 - 5,0%$ ) и низкое содержание  $H_2O$  (1,2—2,4%).

В чонгургасской свите состав глинистых минералов меняется, становится более сложным и определение его представляет некоторые затруднения. В первом горизонте всех разрезов, за исключением верхних слоев сангарского, оптические свойства глинистых минералов (фракция  $\angle 0,001$  мм), данные окрашивания и термического анализа в основном не отличаются от нижележащих отложений и свидетельствуют о резком преобладании гидрослюд. В самых верхних слоях первого и во втором горизонте сангарского разреза появляются отдельные образцы, в кото-

рых агрегаты ориентированных частиц  $\angle 0,001$  мм имеют сравнительно низкие показатели преломления:  $Ng' = 1,563—1,548$ ,  $Np' = 1,554—1,559$ ,  $Ng' - Np' = 0,009—0,016$ . Наиболее низкие показатели преломления характерны для третьего горизонта. Понижение показателей преломления, по-видимому, следует объяснять примесью монтмориллонита, количество которого увеличивается снизу вверх по разрезу. Это подтверждается и данными окрашивания. По результатам термического анализа количество монтмориллонита также увеличивается снизу вверх по разрезу (в основном второй и третий горизонты). Наиболее глубокие эндотермические пики при  $150^\circ$  (потеря гигроскопической воды), характерные для монтмориллонита, наблюдаются преимущественно в верхней части свиты. Во втором горизонте присутствуют глинистые минералы с показателями преломления, типичными для гидрослюды. В отдельных образцах второго горизонта (с высокими показателями преломления) дифференциальные кривые наиболее типичны для гидрослюды. Довольно часто на дифференциальных кривых глинистых минералов наблюдаются отчетливый эндотермический эффект при  $560—600^\circ$  и экзотермический эффект при  $950—980^\circ$ , которые свидетельствуют о примеси каолинита. Наблюдается изменение и в химическом составе глинистых минералов: так, например, количество  $H_2O$  увеличивается (особенно во втором и третьем горизонте) до 5,7%, содержание  $MgO$  в верхних двух горизонтах составляет 3,2—4,2%, в нижнем горизонте увеличивается до 6,6%. Процент  $K_2O$  уменьшается, но сумма щелочей остается довольно высокой (до 5%, в отдельных образцах до 6%). Повышенное содержание щелочей следует отнести, по-видимому, за счет значительного количества гидрослюды в составе глинистых минералов. Увеличение  $MgO$  и  $H_2O$  связано, по всей вероятности, с появлением примеси монтмориллонита. По данным электронной микроскопии, преобладает гидрослюда, часто с примесью монтмориллонита и иногда каолинита. По данным рентгенографического анализа, глинистые минералы большинства образцов всего разреза свиты (в том числе и образцы с высокими показателями преломления) представлены монтмориллонитом и каолинитом (последний составляет приблизительно 8—25%), иногда с примесью гидрослюды. В отдельных образцах первого горизонта наблюдается смесь гидрослюды (преобладает) с монтмориллонитом и каолинитом и лишь в единичных образцах основным глинистым минералом является гидрослюда с небольшой примесью каолинита. Иногда присутствует примесь тонкодисперсного кварца и полевых шпатов.

По заключению Н. В. Марголиса, в чонгургасской свите встретились несколько необычные образцы глин. Рентгенограммы обр. № 1418 и 470 (первый горизонт) в области  $\frac{d}{n} = 1,50$  имеют две яркие линии с  $\frac{d}{n} = 1,543$  и  $\frac{d}{n} = 1,500$ . Причем линия  $\frac{d}{n} = 1,540$  не относится к кварцу, ибо более яркая линия кварца с  $\frac{d}{n} = 4,24$  на рентгенограмме не проявляется, а линия  $\frac{d}{n} = 3,34$  весьма слаба. Линия с  $\frac{d}{n} = 1,543$  относится, по-видимому, к гидрослюдистой составляющей. Параметр « $a$ » этой составляющей оказывается равным 9,26  $kX$ , что указывает на значительное замещение алюминия в октаэдрическом слое железом или магнием при сохранившейся структуре тетраэдрических слоев — слюд  $Si_6Al_2$ . В верхних горизонтах чонгургасской свиты сангарского разреза (обр. № 402,

134, 113, 129), в первом горизонте леписского разреза (обр. № 1903) и в эксеняхской свите сангарского разреза (обр. № 267, 1445), где преобладает монтмориллонит, рентгенограммы дают в области  $\frac{d}{n} \approx 1,50$  с  $\frac{d}{n} \approx 1,540$ . Постоянная «В<sub>0</sub>» монтмориллонитовой составляющей (к которой только и может быть отнесена линия с  $\frac{d}{n} \approx 1,540$ ) оказывается равной 9,26кХ. Химический анализ этих образцов не показывает увеличения содержания окислов железа и магния. Следовательно, для объяснения аномального значения  $\theta_0$  необходимо допустить структуру тетраэдрического слоя  $Al_3Si_5$  или даже  $Al_4Si_4$ , что до сих пор в литературе не отмечалось.

Учитывая весь комплекс данных, можно сказать, что в чонгургаской свите (за исключением второго горизонта леписского разреза) в составе глинистых минералов преобладает смесь монтмориллонита, гидрослюда и каолинита, иногда хлорита с отдельными прослоями, в которых большого развития достигает гидрослюда или монтмориллонит. Каолинит всегда находится в подчиненном количестве (от незначительного до 25%). В целом содержание монтмориллонита увеличивается снизу вверх по разрезу свиты, количество гидрослюда в этом же направлении уменьшается. Возможно, высокие показатели преломления агрегатов ориентированных частиц  $\angle 0,001$  мм в отдельных образцах связаны с присутствием железистых разновидностей монтмориллонитов. Во втором горизонте леписского разреза по всем данным резко преобладает монтмориллонит с примесью каолинита и иногда гидрослюда.

Состав глинистых минералов эксеняхской свиты сангарского и первого горизонта леписского разрезов аналогичен составу глинистых минералов чонгургаской свиты. Во втором горизонте леписского и, по-видимому, вилюйского разреза состав глин (судя по окрашиванию) меняется. Комплексное исследование глинистых минералов показало, что в этой части разреза глинистые минералы представлены монтмориллонитом обычно с примесью каолинита. Агрегаты ориентированных частиц имеют следующие показатели преломления;  $Ng' = 1,550—1,556$ ;  $Np' = 1,536—1,542$ ;  $Ng' - Np' = 0,014$ . На дифференциальной кривой нагревания глинистой фракции  $\angle 0,001$  мм, сложенной монтмориллонитом, наблюдается очень глубокий эндотермический пик при температуре 150° (выделение гигроскопической воды) и отчетливые эндотермические эффекты при 680 и 880°. Примесь каолинита фиксируется эндоэффектом при 600° и экзоэффектом при 980°. Химический состав глинистых минералов показывает высокое содержание  $H_2O$  (8%) и низкое —  $K_2O$  (1,7%).

Для хатырьской свиты данные всего комплекса исследований показали, что глинистые минералы представляют собой смесь монтмориллонита, каолинита и гидрослюда. В тимердахской свите монтмориллонит является основным минералом, каолинит и гидрослюда содержатся в качестве примеси. По всей вероятности, судя по шлифам, присутствует хлорит.

Содержание  $C_{орг}$  в глинистых породах обычно не превышает 1%, достигая в единичных случаях 3,9%.

### Туфогенные породы

Туффит в виде прослоя мощностью 20 м встречен в самой верхней части второго горизонта эксеняхской свиты разреза по р. Леписке. Он залегает между двумя пластами угля. По внешнему облику туффит

ничем не отличается от средне- и мелкозернистых песчаников этого горизонта. Он светло-серого цвета, разномзернистый, участками известковистый, массивный. Содержит линзовидные прослои, обогащенные обломками обугленной древесины и растительными остатками. Присутствуют мелкие линзочки угля разнообразной формы. Местами наблюдается неясная слоистость, близкая к горизонтальной. Последняя подчеркивается скоплением слюды и глинистого материала на плоскостях напластования.

В шлифах туффит сложен пирокластическим материалом (60—70% обломочной части), терригенными зернами осадочного происхождения и сцементирован монтмориллонитом, который составляет 20—25% породы. Пирокластический материал представлен средними плагиоклазами (андезином) и обломками средних эффузивов (андезитов). Размер пирокластических зерен от 0,08 до 0,60 мм. Средние плагиоклазы в виде исключительно свежих зерен угловатой и остроугольной формы, в преобладающей массе с волнистым погасанием и без полисинтетических двойников, отдельные мелкие (0,08 мм) таблички обнаруживают зональное строение. Обломки средних эффузивов имеют округлую (иногда со следами оплавленности) часто неправильную форму с расплывчатыми контурами. Основная масса обломков представлена стеклом, в большинстве случаев замещенным монтмориллонитом, с лейстами средних плагиоклазов; показатель преломления стекла меньше, чем у средних плагиоклазов. По ним интенсивно развивается также и монтмориллонит, реже они замещены кальцитом. Довольно часто встречаются включения чешуек биотита густо окрашенного, с отчетливым плеохроизмом от черного до светло-коричневого или от красновато-коричневого до желтого (сильно железистые разности). Изредка в обломках эффузивов наблюдаются остроугольные зернышки кварца.

Осадочный материал представлен обломками кварца, альбита (нередко серицитизированного), олигоклаза, микроклина, ортоклаза, обломками кислых эффузивов с включениями конвертообразных зерен сфена, реже кварцитов и кремнистых пород, единичными зернами граната, сфена и роговой обманки. Присутствуют крупные чешуйки биотита, часть которых плеохроирует в тех же тонах, что и биотит в обломках средних эффузивов. По биотиту развивается сидерит в виде агрегатов мелких зернышек. Встречаются угловатые зерна кварца с резким волнистым погасанием и оплавленными краями. Отдельные зерна олигоклаза и альбита имеют причудливую форму и отличаются исключительной свежестью. Возможно, часть этих зерен, зерен кварца и, по всей вероятности, биотита также является пирокластической.

Цементом в туффите служит монтмориллонит. Он в виде тонкоагрегатной и тонкочешуйчатой массы желтоватого цвета заполняет поровые участки. Как уже указывалось выше, монтмориллонит интенсивно развивается по обломкам эффузивов и полевым шпатам. Агрегаты ориентированных частиц тонкодисперсной фракции  $\angle 0,001$  мм имеют показатели преломления, характерные для монтмориллонита:  $Ng' = 1,530$ ;  $Np' = 1,510$ ;  $Ng' - Np' = 0,020$ . Дифференциальная кривая нагревания также характерна для него. Не исключена возможность, что цементом является нацело разложившееся стекло. Отдельные участки цемента очень похожи на псевдоморфозы по осколкам, возможно, стекла. Но весь цемент монтмориллонитизирован, и говорить об этом более уверенно не представляется возможным.

Пирокластический материал туффитов, судя по его составу, по-видимому, связан с магмой среднего (андезитового) состава. Отложение этого материала происходило, вероятно, в водном бассейне, где в условиях щелочной среды в стадию диагенеза шло образование монтмориллонита.

Исходя из сказанного выше, можно придти к следующему выводу. В процессе осадкообразования эксеняхской свиты на леписском участке поступала небольшая примесь пирокластического материала, количество которого увеличивалось снизу вверх по разрезу и закончилось образованием прослоя туффита. На этом поступление пирокластического материала в рассматриваемые области осадконакопления временно прекратилось.

Туф кристалло-витрокластический (в виде линзовидного прослоя мощностью 0,3 м) был встречен во втором горизонте ынгырской свиты в разрезе по р. Чечуме. Порода состоит из угловатых обломков хлоритизированного стекла, иногда замещенного биотит-идденситовыми минералами или кальцитом, обломков основных эффузивных пород, замещенных темно-зеленым хлоритом и остроугольных обломков кварца. Часто можно видеть как последние с поверхности или почти полностью замещаются кальцитом. Размер обломков кварца и стекла 0,02—0,25 мм. Присутствующие в породе остроугольные обломки зернистого кальцита являются псевдоморфозами по обломкам хлоритизированного стекла и кварца. Изредка в кварце встречаются включения свежего коричневого биотита. Кроме того, в породе наблюдаются чешуйки биотита, реже мусковита и хлорита, часто также карбонатизированные. Обломки пород составляют 50%. Акцессорные минералы представлены единичными зернами черных рудных и сфена. Цементирующей массой этих обломков служит хлоритизированное стекло с примесью пеплового материала, которое интенсивно замещается кальцитом и сидеритом. Сидерит буроватого цвета, в виде тонкозернистых агрегатов или отдельных зерен неравномерно рассеян в породе.

В туфе наблюдается горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием прослоев (0,5—1,0 см) с преобладанием обломков кварца и хлоритизированного стекла и прослоев, обогащенных сидеритом и гелифицированными растительными остатками, причем сидерит часто замещает последние. Изредка сидерит в этих участках окислен. Солянокислая вытяжка (10%), сделанная из образца туфа, показала присутствие в породе 30,2%  $\text{CaCO}_3$  и 9,23%  $\text{FeCO}_3$ . Линзу туфа перекрывает линза песчаника, близкого к кварцитовидному, с большим количеством кварцевого цемента. Возможно, здесь повышенное содержание кремнекислоты связано с вулканическими извержениями, впоследствии перекристаллизованной.

Туф пепловый в виде маломощного (0,15 м) прослоя наблюдался во втором горизонте чонгургасской свиты сангарского разреза. Он табачного цвета, с редкими мелкими (до 0,5 см) включениями округлой формы хлорита бледно-зеленого цвета. Породу пересекают трещинки, выполненные кальцитом.

Туф представляет собой смесь стекловато-пеплового материала с примесью глинистого вещества. По стеклу и пепловым частицам развиваются волоконца и чешуйки хлорита и серицита. В эту тонкодисперсную массу погружены обломки хлоритизированного, реже кальцитизированного стекла, угловатые и остроугольные обломки кварца и полевых шпатов, чешуйки биотита (разложенного). Участками сохранилась пеп-

ловая структура, где видны лейсты полевого шпата, полностью хлоритизированного. В шлифе наблюдается масса гелифицированных растительных остатков в виде обрывков обычно удлиненной формы, довольно часто ориентированных по направлению слоистости. Чешуйки и волокна слюдястых минералов иногда также ориентированы по направлению слоистости. В значительном количестве присутствуют форменные растительные элементы (споры, кутикула, желтые смоляные тельца). Кальцит замещает хлоритизированную основную массу и растительные остатки. В породе присутствуют скопления аутигенного пирита в виде тонкоагрегатной массы. Он является наиболее поздним образованием и замещает кальцит. Образование пирита связано с разложением слюд, которые выделяли железо, и в сугубо восстановительной среде, богатой органикой, шло образование пирита.

Туф витрокластический, пепловый, монтмориллонитизированный был обнаружен в линзовидной пачке переслаивания среди песчаников тимердахской свиты. Мощность туфа не менее 1 м. По внешнему виду туф серовато-зеленого и желтовато-зеленого цвета в виде легкой глинистой породы. Излом плоско-раковистый. Часто порода распадается на концентрические скорлуповатые комочки до 3 см в диаметре.

Под микроскопом видно, что основная масса породы принадлежит нацело монтмориллонитизированным осколкам вулканического стекла. В шлифе отчетливо выражена типичная витрокластическая структура, которая обусловлена характерными оскольчатыми причудливо изогнутыми контурами пепловых частиц вулканического стекла. По пепловым частицам развиваются агрегаты и волокна монтмориллонита. В основной массе рассеяна примесь (до 10%) пирокластических зерен среднего плагиоклаза (свежие, угловатой формы, размером до 0,1 мм, без полисинтетических двойников), обломочков кварца, кислых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, пластинок слюд. Слюды представлены зеленым, редко буровато-зеленым и коричневым биотитом и бесцветными слюдами с низкими цветами интерференции. Биотит гидратизируется и переходит в хлорит. Изредка можно видеть как по слюдам развивается кальцит. Встречаются гидроокислы железа. В небольшом количестве присутствует углистый детрит.

В тяжелой фракции, выделенной из туфа и состоящей всего из 70 зерен, встречаются аллотигенные зерна эпидота, цоизита, ильменита, циркона, лейкоксена (по ильмениту), единичные зерна апатита, сфена. Из аутигенного комплекса присутствуют гидроокислы железа.

Монтмориллонит, развивающийся по пепловым частицам и являющийся цементирующим веществом, желтоватого и зеленоватого цвета. Агрегаты ориентировочных частиц фракции 0,001 мм имеют следующие показатели преломления:  $Ng' = 1,538$ ;  $Np' = 1,526$ ;  $Ng' - Np' = 0,012$ . На дифференциальной кривой нагревания отмечается очень глубокий эндотермический эффект при температуре около 120°, связанный с потерей гигроскопической воды, и два менее значительных эндозффекта при 720 и 880°, характерных для монтмориллонита. По данным рентгенографического анализа фракция состоит из чистого монтмориллонита. В составе обменного комплекса наблюдается относительно низкое содержание натрия (8,2%), ничтожное — калия (1,1%) и высокое содержание щелочноземельных элементов.

Туф несет следы вторичных изменений, затушевывающих первоначальный состав. Отложение пеплового материала происходило в водной среде.

Наличие туфа в отложениях верхнего мела свидетельствует о том, что в момент накопления этой толщи магматическая деятельность в ее эффузивной форме проявлялась, по всей вероятности, в области Верхоянского хребта.

### Аутигенные минералы

Большая часть аутигенных минералов в рассматриваемых породах выполняет роль цемента. Цемент в песчано-алевритовых породах всего разреза, как правило, смешанного состава, образует структуру соприкосновения порово-пленочную (реже порово-базального типа) и регенерационную. Количество цемента сильно варьирует. Иногда обломочные зерна соприкасаются друг с другом без цемента или разделены тонкой оторочкой. В чечумском разрезе (особенно в байлыкской и чечумской сериях) и в нижней части сангарского разреза обычным является спайвание обломочных зерен между собой за счет растворения.

### Глинистые минералы

Гидрослюда широко распространена в цементе песчаников и алевритов в нижней части разреза (байлыкская серия — ынгырская свита). Она образует цемент пленочного, реже порового типа, иногда цемент соприкосновения. Присутствует в небольшом количестве в виде бесцветной тонкоагрегатной и тонкочешуйчатой массы. Часто вместе с гидрослюдой наблюдается тонкоагрегатный слабодвупреломляющий кремнистый цемент. Последний выполняет поры. Кремнисто-гидрослюдистый цемент является самым ранним образованием из всех присутствующих цементов. Он, по-видимому, образовался в раннюю стадию диагенеза из тонкоизмельченного обломочного материала.

Хлорит, присутствующий в цементе песчано-алевритовых пород, имеет цвет от бледно-зеленого до зеленого и буровато-зеленого, иногда желтовато-зеленый (ынгырская и хатырыкская свиты). Бурые разности хлорита не характерны для чонгургасской и эксеняхской свит. Обычно он образует тонкие (0,02 мм и тоньше), местами еле заметные при самом большом увеличении каемки вокруг обломочных зерен, иногда прерывистые, часто радиально-лучистого строения (крустификационный тип цементации). В отдельных прослоях песчаников, где хлорит является единственным цементом, он в виде тонкочешуйчатой массы выполняет поровые участки. В этих случаях количество хлорита достигает 20—25% от породы. Зачастую он является единственным цементом пленочного типа. Хлорит замещает по трещинкам обломочные зерна и развивается по спайности полевых шпатов. Образовался он в основном по биотиту, что хорошо прослеживается в шлифах. Буровато-зеленый измененный биотит встречается в хлоритовой массе, выполняющей поры. Избыток кремнезема, который получался от разложения биотита, выделялся в виде кварца, заполняющего поры. Хлоритовый цемент возник, по-видимому, и за счет перекристаллизации обломочного глинистого материала. Видимо, избыточная кремнекислота поступала также от разложения последнего.

В отдельных шлифах видно, что обломочные катаклазированные зерна по трещинкам замещаются гидрослюдой или последняя разви-



вается по спайности полевых шпатов. Оторочка этих зерен сложена хлоритом; изредка можно наблюдать гидрослюдистую оторочку, а поровое пространство выполнено хлоритом. Это позволяет высказать предположение, что хлоритовый цемент является более поздней генерацией, чем гидрослюдистый. В породах, где гидрослюда отсутствует, хлорит является самой ранней генерацией из присутствующих цементов.

Монтмориллонит является цементом песчаных, реже алевроитовых пород. В шлифах он желтоватого цвета, образует агрегаты тонких чешуек с ярко-желтыми цветами интерференции и хорошо распознается по низкому светопреломлению (меньше канадского бальзама). В различных свитах и разрезах из образцов песчаника с монтмориллонитовым цементом была выделена фракция  $< 0,001$  мм. Оптические константы глинистых минералов, дифференциальные кривые и данные рентгенографического анализа подтверждают присутствие монтмориллонита. Он выплывает центральную часть порового пространства, а периферийной зоной является хлоритовая каемочка. Иногда между последней и центральной частью поры, выполненной тонкочешуйчатым монтмориллонитом, присутствует каемка монтмориллонита крустификационного типа (первый горизонт эксеняхской свиты разреза по р. Леписке). В песчаниках, где поры выполнены кальцитом, нередко тончайшая (0,002—0,004 мм) каемка вокруг обломочных зерен представлена монтмориллонитом (второй горизонт эксеняхской свиты, хатырыкская и тимердяхская свиты, второй горизонт ынгырской свиты разреза по р. Вилюю). Минерал замещает полевые шпаты, иногда развивается по спайности цеолитов. В отдельных участках видно, что он выполняет промежутки между хлоритовой оторочкой и центральной частью поры, выполненной ломонтином (сангарский разрез). По-видимому, в процессе уплотнения осадка цеолиты теряли воду, сокращались в объеме и монтмориллонит выполнял свободное пространство между последними.

Монтмориллонит, по всей вероятности, образовался в щелочной среде в стадии диагенеза, за счет тонкоизмельченного глинистого материала и частично по более крупным чешуйкам хлоритизированного биотита. Каемки монтмориллонита, очевидно, являются результатом изменения хлоритовых каемок. Возможно, в образовании монтмориллонита принимал участие пепловой материал, так как одновременно с появлением монтмориллонита во втором горизонте чонгургаской свиты леписского разреза отмечаются средние пирокластические плагиоклазы. Интересно отметить, что в том же горизонте, судя по составу обменного комплекса, повышается соленость бассейна осадкообразования. С увеличением солености и следует связывать появление монтмориллонита и исчезновение ломонита.

Каолинит присутствует в цементе песчаников, где он составляет иногда 10—15% от породы. В алевролитах он встречается редко и в небольшом количестве. Каолинит бесцветный, иногда с буроватым оттенком. В породах наблюдается в виде агрегатов мелких, реже крупных чешуек с отдельными чешуйками вермикулитообразной формы, иногда в виде землестых агрегатов (в основном в алевролитах).

Дифференциальные кривые, полученные по фракции  $< 0,001$  мм, подтверждают наличие в цементе значительной примеси каолинита. Дифференциальная кривая, типичная для каолинита (с отчетливым экзотермическим эффектом при  $980^\circ$  и глубоким пиком эндотермического эффекта при  $600^\circ$ ), была получена из фракции  $< 0,001$  мм образца, взятого

из первого горизонта хатырьской свиты, где каолинит является единственным минералом цемента.

Каолинит образует цемент порового типа или выполнения пор. В последнем случае оторочкой вокруг обломочных зерен является хлорит, гидрослюда или монтмориллонит, что говорит о более раннем образовании этих минералов. Очень часто чешуйки каолинита разделены между собой тончайшими волокнами гидрослюды (разрезы по р. Леписке и в пос. Сангар) или монтмориллонита (р. Вилуй). По-видимому, каолинит частично образовался по этим минералам. В шлифах часто можно наблюдать образование каолинита по полевым шпатам, биотиту и хлориту. Сильно корродированные, измененные остатки этих минералов встречаются в центре чешуйчатых агрегатов каолинита. Кальцитовые конкреции и кальцит в песчаниках образовались позже каолинита, так как в шлифах хорошо видно, как кальцит интенсивно замещает каолинит. Последний встречен как в обнажениях, так и в скважине на глубине 500 м в очень крепких песчаниках ынгырской свиты.

Каолинит образовался в стадию диагенеза по полевым шпатам, биотиту и более ранним цементам в условиях свободной циркуляции кислых вод, где происходил вынос железа, калия, натрия и магния. Циркуляция вод в песчаниках была более интенсивной по сравнению с алевролитами, чем и объясняется незначительное содержание каолинита в алевролитах. Кислую среду создавали гумусовые кислоты и углекислота, возникавшие в результате разложения растительных остатков.

Серицит характерен для верхней части джаской свиты разрезов по р. Чечуме и в пос. Сангар. Наибольшее количество его наблюдалось в прослоях среднезернистых песчаников. В этой же части разреза значительное количество серицита присутствует в аргиллитах. Серицит — от мелко- до крупночешуйчатого, часто сноповидной формы, выполняет поры, реже встречается в виде оторочек. В песчаниках, содержащих высокий процент серицитового цемента, наблюдается наибольшая серицитизация плагиоклазов; местами они настолько сильно серицитизированы, что сливаются с цементом.

Серицит образуется по гидрослюдистому цементу, плагиоклазам и биотиту. Приуроченность серицита к разрезам, в которых наблюдается наибольшая степень метаморфизма углей (коксовые), и отсутствие его в породах с паровично-жирными углями свидетельствует о том, что серицит образовался в стадию позднего эпигенеза и начального метаморфизма.

### Цеолиты

Цеолиты в отложениях чонгургасской и эксеняхской свит представлены ломонтином. Последний присутствует в цементе песчаников, в алевролитах встречается крайне редко (первый горизонт чонгургасской свиты сангарского разреза). Песчаники с цеолитовым цементом образуют прослой мощностью от 3 до 140 м и обычно отделены от пластов угля алевролитами и аргиллитами. Но встречаются песчаники с ломонтиновым цементом, которые являются почвой или кровлей угольных пластов.

Ломонтит бесцветный, обладает совершенной спайностью по двум направлениям под углом, близким к  $90^\circ$ . Оптические константы:  $N_g = 1,523$ ;  $N_p = 1,512$ ;  $N_g - N_p = 0,011$ ;  $c N_g = 30^\circ$ ;  $-2v = 32^\circ$  (?). Химический состав ломонтинта, выделенного из образца с цеолитовым цемен-

том (хлоритовые каемки вокруг обломочных зерен отсутствуют), представлен в табл. 2.

Таблица 2

**Химический состав ломонтита  
(в процентах)**  
(обр. № 511, скв. № 4, глубина 418 м, пос. Сангар)

| SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe общее<br>в пересчете<br>на Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | MnO   | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CaO   | MgO   |
|------------------|--------------------------------|--|------------------|-------|-------------------------------|-------|-------|
| 52,63            | 22,26                          | 0,41   | Следы            | Следы | 0,02                          | 11,67 | Следы |

Продолжение табл. 2

| Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | ппп   | Σ     | Влага<br>(при 105°) | CO <sub>2</sub> | pH суспензии |
|-------------------|------------------|-------|-------|---------------------|-----------------|--------------|
| 0,72              | 0,26             | 12,02 | 99,99 | 3,02                | 0,80            | 5,52         |

На дифференциальной кривой ломонтита выделяется глубокий эндотермический пик при температуре 280°, свидетельствующий, по-видимому, о потере цеолитной воды. Менее глубокий, но отчетливый эндотермический эффект выделяется при температуре 450° и слабый — при 750°. Последний, возможно, связан с превращением одной из полиморфных модификаций SiO<sub>2</sub>.

Количество ломонтита в песчаниках сильно колеблется (от 1 до 15%, изредка до 25—30%). Обычно эти песчаники имеют порово-пленочную структуру цемента, где терригенные зерна оконтурены тонкой хлоритовой оторочкой, а центральная часть поры выполнена ломонтидом. В первом горизонте чонгургасской свиты сангарского разреза (изредка во втором и третьем) и в эксеняхской свите встречаются прослойки песчаников с порово-базальным ломонтидовым цементом. Последний иногда наблюдается участками. Здесь хлоритовая каемочка или отсутствует совсем, или настолько тонкая, что едва заметна при самых больших увеличениях. Подобная структура цемента была встречена в первом горизонте в крупнозернистом алевролите, где ломонтид подчеркивает косую слоистость (см. рис. 4).

Ломонтид интенсивно образуется по полевым шпатам, аллотигенным зернам эпидота, биотита, роговых обманок, граната, ортита, ильменита и в единичных случаях кварца. Часто его можно наблюдать в обломках пород, особенно обогащенных эпидотом, частично — в обломках средних эффузивов. Нередко ломонтид почти полностью замещает обломочные зерна, и о первичной форме минералов мы судим по хлоритовой оторочке. Так, в третьем горизонте чонгургасской свиты (сангарский разрез) в тяжелой фракции роговые обманки отсутствуют, но в шлифах довольно часто наблюдаем растворение и замещение их ломонтидом. Ломонтид очень часто встречается совместно с кальцитом, иногда с монтмориллонитом. Описываемый минерал является более поздней генерацией, чем хлорит, но более ранней, чем монтмориллонит и кальцит, так как последние замещают его.

Из просмотренных шлифов различных размеров хорошо видно, что ломонтид появляется там, где происходит резкая смена источника сноса;

в этом случае наблюдается обогащение отложений минералами группы эпидота и обломками пород, содержащих последние. Одновременно с этим в комплексе обменных оснований, по сравнению с нижележащими ссадками, резко падает содержание калия. Калий в отдельных образцах не был обнаружен совсем. Содержание щелочноземельных элементов

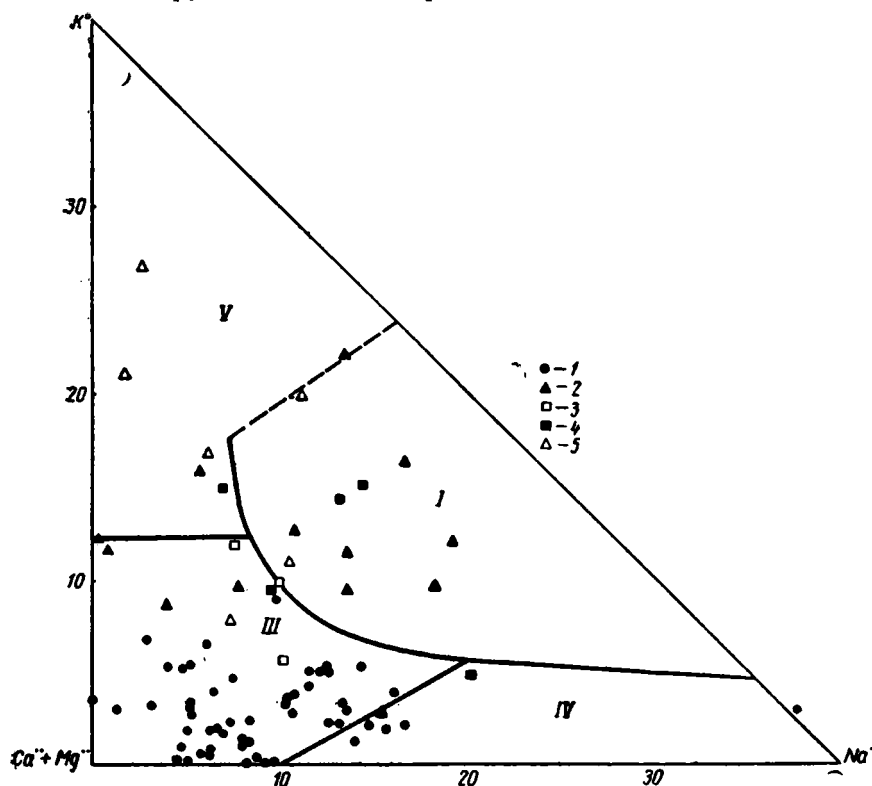


Рис. 5. Диаграмма связи распространенности аутигенных минералов в породах с составом поглощенного комплекса:

1 — цеолиты (ломонтит, гейландит, эпидесмин); 2 — сидерит; 3 — пирит; 4 — доломит и сидерит; 5 — анкерит и сидерит. I — морские отложения; III — опресненные отложения; IV — опресненные (отложения лагун Na-типа); V — опресненные (отложения лагун K-типа)

высокое. Все точки многочисленных (50) образцов, взятых из отложений, вмещающих ломонтиновые песчаники, на диаграмме распределения полей состава поглощенных катионов (рис. 5), составленной Н. С. Спирос [22], попадают в типично опресненные области.

Учитывая сказанное, можно сделать вывод о том, что ломонтит образовался в условиях опресненных водоемов при коагуляции коллоидальных растворов иловых вод во время цементации, как это и отмечает Н. В. Рентгартен [21]. При разрушении и выветривании пород, питающих осадки, воды обогащались продуктами этого разрушения. В опресненные бассейны поступали растворенные минеральные соли кальция, а также тонкодисперсные коллоидальные образования кремнезема и глинозема. Часть ломонтита (песчаники с порово-базальной структурой цемента), возможно, выпадала в стадию образования осадка. В пользу этого свидетельствуют отдельные прослои алевролита, где косая слои-

мость подчеркивается ломонитом. Но основное образование его шло в стадию диагенеза, когда разрушались неустойчивые минералы и шло перераспределение материала, составляющего осадок. Возможно, присутствовали средние и даже основные плагиоклазы, которые растворились. Ломонит, по-видимому, образовался в среде, близкой к нейтральной, так как возникновение его сопровождается растворением эпидота и амфиболов — минералов неустойчивых в среде с избытком углекислоты [21], но, очевидно появлялся и в слабощелочной среде (растворение и замещение им кислых плагиоклазов, кварца).

Следовательно, при сравнительно низких значениях рН шло образование ломонита при изменении геохимических условий в сторону усиления щелочности среды появляется монтмориллонит при значениях рН = 8—9 и, наконец, дальнейшее увеличение щелочности среды (рН = 9,4—9,5) ведет к выпадению кальцита, замещающего неустойчивые в новых условиях ломонит и монтмориллонит.

По данным солянокислой вытяжки карбонаты, в которых имеется ломонит, представлены одним кальцитом. Примесь  $MgCO_3$  или совсем отсутствует, или содержится в незначительном количестве. Это также свидетельствует о том, что породы с ломонитом образовались в опресненных бассейнах.

Связывать появление цеолитов с разложением туфогенного материала нет оснований, так как ломонитсодержащие песчаники или породы, вмещающие их, содержат незначительную примесь его, а единственный маломощный прослой туфа, встреченный в чонгургасской свите сангарского разреза, хлоритизирован и ломонит в нем не встречен. В леписском разрезе, где появляется примесь пирокластического материала, ломонит пропадает, и главную роль в цементах песчано-алевритовых пород начинает играть монтмориллонит.

Ломонит в породах Сангарского района является не только показателем геохимической среды осадкообразования, но и коррелятивом при сопоставлении и расчленении разрезов. Интересно проследить распространение ломонитсодержащих песчаников по Ленскому угленосному бассейну. Наибольшая мощность (порядка 2000 м) отложений, содержащих песчаники с ломонитовым цементом, наблюдается в сангарском и чечумском разрезах и, по данным А. Г. Коссовской (1953 г.), в районе рек Восточная и Западная Градыга — правых притоков р. Алдан. В окрестностях г. Якутска и в районе нижнего течения р. Алдан, по данным З. М. Старостиной (1954 г.), они отсутствуют и снова появляются в осадках нижнего мела в районе верховьев р. Алдан (В. В. Мокринский и др., 1956 г.). В северо-западной части Сангарского района мощность отложений, содержащих ломонитовые песчаники, резко сокращается (лепиский разрез), и в Жиганском районе, по данным Б. И. Тест, они не были встречены. В нижнем мелу они снова появляются (Ю. С. Бушканец) на западном склоне Орулганского хребта и (по материалам П. И. Глушинского) в районе Оленекской протоки (пос. Чай-Тумус). В последнем районе ломонит спорадически обнаруживается в валанжине, но массовое появление его относится к готериву. Следовательно, ломонитовые песчаники довольно широко распространены в нижнем мелу и появление их в большом количестве, по всей вероятности, относится к готериву. По-видимому, в готериве после отступления моря на различных участках Ленского угленосного бассейна существовали опресненные водоемы различных размеров, геохимическая среда которых благоприятствовала образованию ломонита. Самый

большой опресненный бассейн был расположен на участке, охватывающем Сангарский район и район междуречья Ылагаса — Западная Градыга [9].

В верхней части хатырыкской и в тимердякской свитах цеолиты представлены гейландитом и, по определению А. С. Запорожцевой, эпидесмином. Последний характерен для хатырыкской свиты, где он преобладает над гейландитом. К верхам разреза содержание эпидесмина уменьшается и в тимердякской свите он встречается в незначительном количестве.

Цеолиты присутствуют в цементе песчаников, в сидеритовых и песчано-кальцитовых конкрециях, в глинистых и алевроито-глинистых породах тимердякской свиты.

Цеолиты бесцветные, обладают совершенной спайностью; гейландит в виде кристалликов таблитчатой формы; эпидесмин — призматической, часто с неровными краями, размер от мельчайших до 0,25 мм. Отдельные кристаллики обнаруживают зональное строение. Оптические константы гейландита:  $N_g = 1,504 \pm 0,002$ ;  $N_m = 1,499$ ;  $N_p = 1,497$ ;  $N_g - N_p = 0,007$ ; двусный, положительный,  $r > v$ . Оптические константы эпидесмина:  $N_g = 1,507 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,492 \pm 0,002$ ;  $N_g - N_p \approx 0,012$ , двусный, отрицательный.

Химический состав гейландита и эпидесмина, выделенных из образца песчаника (разделить эти минералы не представляется возможным), дается в табл. 3.

Таблица 3

Химический состав гейландита и эпидесмина  
(обр. № 2067, обн. № 169а, р. Леписке)

| SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe общее<br>в пересчете<br>на Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | MnO   | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CaO  | MgO   |
|------------------|--------------------------------|--|------------------|-------|-------------------------------|------|-------|
| 61,97            | 15,9                           | 0,46   | Следы            | Следы | 0,02                          | 7,24 | Следы |

Продолжение табл. 3.

| Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | ппп   | Сумма  | Влага<br>(при 105°) | CO <sub>2</sub> | pH суспензии |
|-------------------|------------------|-------|--------|---------------------|-----------------|--------------|
| 0,75              | 0,42             | 13,83 | 100,59 | 4,73                | 0,2             | 5,6          |

Приведенный состав гейландита и эпидесмина в основном отвечает химическому составу этих минералов, известных в литературе [11]. На дифференциальной кривой нагревания гейландита выделяется отчетливый эндотермический пик при температуре 150°, свидетельствующий о потере гигроскопической воды и менее отчетливый при 280° связанный, вероятно, с потерей цеолитной воды.

Содержание гейландита увеличивается по направлению к верхней части разреза, где он присутствует в значительных количествах. Если в хатырыкской свите и нижней части тимердякской он выполняет поры в виде единичных кристалликов или двух-трех сросшихся, то в верхней части он образует агрегаты многочисленных кристалликов, выполняющих центральную часть крупных поровых участков. В агрегатных скоп-

лениях кристаллы гейландита имеют неправильные контуры. Каемочкой вокруг обломочных зерен служит хлорит. Наблюдается замещение гейландитом полевых шпатов. Гейландит образовался позднее хлорита, но раньше сидеритовых конкреций и, вероятно, монтмориллонита.

В составе обменных оснований образцов, взятых из глинистых пород, часть из которых также содержит гейландит, наблюдается высокое содержание щелочноземельных элементов и относительно низкое содержание натрия и особенно калия. Это свидетельствует об опресненном характере бассейна осадкообразования. Фигуративные точки образцов на



Рис. 6. Гейландит (г) замещает обугленные растительные остатки. Увел. 50, с анализатором (эксеняхская свита; р. Чечума)

диаграмме распределения полей состава поглощенных катионов попадают в опресненные области (см. рис. 5). Следовательно, во время формирования верхних слоев леписской свиты и осадков тимердянской вновь создаются условия, благоприятные для образования цеолитов.

В верхней части эксеняхской свиты сангарского разреза в линзовидном прослое светло-серого сильноалеверитистого аргиллита с гнездовой микротекстурой был встречен гейландит. Последний замещает фюзенизированные растительные остатки, приуроченные к гнездам глинистого алевролита. Гейландит встречается в виде агрегатов зерен призматической и таблитчатой формы, иногда обнаруживающих зональное строение (рис. 6). Гейландит эксеняхской свиты аналогичен гейландиту, широко развитому в породах тимердянской свиты. Интересно отметить, что линзу аргиллита, где был встречен гейландит, вмещают песчаники с ломонитовым цементом.

В тимердянской свите гейландит иногда присутствует в линзах (глыбах) сильноалеверитистых и песчаных глин. Он обнаруживается в виде отдельных часто сросшихся табличек, реже образует оторочки,

окаймляющие обломочные зерна. Изредка гейландит развивается по фюзенизированным растительным обрывкам.

Образование гейландита происходило в основном в тех же условиях, что и ломонтита. Но, учитывая приуроченность гейландита к фюзенизированным растительным остаткам в глинисто-алевритовых породах эксеняхской и тимердахской свит, можно высказать предположение о том, что гейландит выпадал в среде с более низкими, чем у ломонтита, значениями рН осадка.

### Окислы и гидроокислы

Окислы представлены кварцем и аморфной кремнекислотой. Последняя вместе с гидрослюдой присутствует в цементе песчано-алевритовых пород нижней части разреза, выполняя поры. Кварц широко распространен в цементе этой же части разреза. Количество кварцевого цемента в песчано-алевритовых породах уменьшается снизу вверх по разрезу. Для меловых отложений, за исключением ынгырской свиты, кварцевый цемент не характерен. Наибольшее содержание его (15—20% от породы) приурочено к первому и второму горизонтам байлыкской серии в разрезе по р. Чечуме. Кварц наблюдается в двух генерациях в виде разрастания на кварцевых зернах и выполняет поровые участки между зернами.

Регенерационные каемки кварца обычно имеют неправильную (лапчатую) форму, отделены от обломочного зерна кварца тончайшей каемкой гидрослюды или хлорита. В редких случаях каемка имеет кристаллографические очертания (байлыкская серия). Часто регенерационная каемка отсутствует. Цемент разрастания без регенерационных каемок наиболее распространен и хорошо выделяется по более крупным участкам, очень часто превышающим размер обломочных зерен. В случае выполнения аутигенным кварцем поровых участков каемкой вкруг обломочных зерен является гидрослюда или хлорит. Кварц интенсивно замещает обломочные зерна, особенно часто полевых шпатов, реже граната, апатита, сфена и биотита. Нередко кластические зерна кварца в результате разрастания плотно смыкаются, создавая кварцитовидные участки.

Кварц в виде неправильных образований присутствует в цементе глинистых пород чечумского разреза. В том же разрезе в алеврито-глинистых породах он развивается по обугленным растительным остаткам, иногда почти полностью замещающая их. Зерна кварца удлиненной шестоватой формы, с волнистым погасанием, расположены перпендикулярно длине растительного остатка.

Кварцитовидные породы, как уже отмечалось, характерны для второго горизонта верхней подсвиты джаскойской свиты разреза по р. Чечуме. Кварцитовидные песчаники и алевролиты под микроскопом обнаруживают неравномернозернистую мозаичную (или близкую к ней) структуру. Наряду с мозаичной структурой встречаются участки, где зерна кварца имеют удлиненную форму с ровными краями или извилистыми неправильными очертаниями. Эти зерна в виде крупных выделений рассеяны в мелкозернистом алевролите. Зерна кварца различной величины и формы обычно с волнистым погасанием, иногда с микропузырьками газа. Размер зерен от 0,04 до 0,70 мм (в песчаниках преобладают 0,1—0,2 мм, в алевролитах — 0,02—0,06 мм). Зерна спаиваются друг с другом преимущественно по прямым линиям, иногда линии



соприкосновения извилистые и неправильные. Изредка в крупных зернах кварца наблюдаются мелкие идиоморфные образования кварца.

В породах присутствуют единичные зерна циркона, апатита, сфена, чешуйки биотита, аутигенные титанистые минералы (группы анатаз-брукита), а также мелкие участки, сложенные гидрослюдой, местами с серицитом и кальцитом. Иногда встречаются обломочные зерна полевых шпатов, замещающиеся кварцем. Постоянно наблюдаются обугленные растительные остатки, обуславливающие темный цвет пород. Последние обнаруживаются в виде обрывков неправильной формы, нитевидных линзочек, комочков, иногда прерывистых оторочек. Часто можно наблюдать замещение их кварцем. Углистый материал неравномерно распределен в породах, местами подчеркивая (вместе с биотитом) горизонтальную прерывистую слоистость.

Наличие обломочных зерен биотита и полевого шпата, аксессуарных минералов, остатков серицито-гидрослюдистого цемента, характерных для песчано-алевритовых пород чечумской серии, а также слабо выраженная горизонтальная слоистость свидетельствуют о том, что кварцитовидные породы были нормальными осадочными песчаниками и алевритами. Приуроченность кварцитовидных песчаников в основном к угольным пластам и обогащение их растительными остатками говорит о том, что в стадию диагенеза разложение последних создавало кислую среду, которая способствовала разложению алюмосиликатов и выделению свободной кремнекислоты. В стадию эпигенеза и начального метаморфизма шла перекристаллизация осадка, происходило и преобразование его в кварцитовидные породы. Здесь перекристаллизации подверглись как вещество цемента, так и обломочный материал.

Гидроокислы железа в большей части разреза наблюдаются в виде пленок, сгустков, комочков и распространены в свитах, где в большом количестве имеются железосодержащие минералы (пирит и пирротин, карбонаты). Эти гидроокислы являются результатом выветривания указанных минералов.

В тимердахской свите гидроокислы железа широко развиты в цементе песчаных пород. Количество их сильно колеблется. Обычно они присутствуют в виде каемок, оконтуривающих обломочные зерна реже заполняют поры; интенсивно развиваются по трещинкам обломочных зерен, хлориту и гейландиту, являясь самым поздним выделением из цементов свиты.

Неравномерное пятнистое распределение гидроокислов железа в породах, заполнение ими трещин в песчаниках, исчезновение их по простиранию слоя и максимальное скопление в местах с повышенным содержанием линзовидных прослоев галечников, обогащенных переотложенными сидеритовыми конкрециями, свидетельствует о вторичном характере гидроокислов. Образование их, по-видимому, следует связывать с окислением сидерита.

### Сульфиды

Пирит широко распространен в породах байлыкской серии, особенно характерен для первого и второго горизонтов. Количество его уменьшается снизу вверх по разрезу серии. Он в виде мельчайших зернышек округлой или кубической формы рассеян в породе либо образует зернистые и колломорфные агрегаты причудливой формы. Иногда пирит цементирует отдельные участки породы, замещает в них обломоч-

ные зерна кварца и полевых шпатов, а также хлоритовый цемент и растительные остатки. К местам скопления последних приурочено наибольшее количество его. В породах байлыкской и чечумской серий изредка пирит образует мелкие (до 0,03 м в диаметре) конкреции.

Пирротин обнаружен в отдельных образцах тяжелой фракции в байлыкской серии, где он составляет от 0,9 до 90,0%. Изредка он встречается в породах чечумской серии и ынгырской свиты (до 20%). Пирротин образует зернистые агрегаты с зазубренной поверхностью зерен, значительно окислен, обычно почти полностью переходит в гидроокислы железа, сильно магнитен. В отраженном свете среди красно-бурой массы просвечивают бронзово-желтые участки.

### Карбонаты

Кальцит в цементе содержится в песчано-алевритовых породах от долей процента до 30%. Он обычно бесцветный, реже буроватый (при замещении биотита и органического вещества), преобладает зернистый, изредка пелитоморфный. Кальцит выполняет поры, реже образует порово-базальную и базальную, нередко пойкилитовую структуру. Он интенсивно развивается по всем обломочным зернам, в том числе и акцессорным минералам (апатит, гранат, эпидот), зачастую полностью замещающая их. Кальцит замещает все описанные выше цементы и другие карбонаты, выполняет трещинки в породах и в обломочных зернах, являясь самым поздним выделением.

Часть кальцита (пелитоморфный и скрытозернистый), по-видимому, выделялась в раннюю стадию диагенеза. Но основная масса его образовалась в стадию эпигенеза и начального метаморфизма. По всей вероятности, есть и более ранние выделения кальцита, но их трудно отличить, так как все они перекристаллизованы.

Кальцит присутствует и в отдельных прослоях аргиллитов, обычно в алевритистых разностях. Он в виде мелких выделений лапчатой формы рассеян по всей глинистой породе. В отдельных прослоях содержится до 20% (чечумский разрез).

Доломит характерен для сытогинской и первого горизонта ынгырской свит, чаще встречается в разрезе по р. Чечуме. Присутствует в аргиллитах. В разрезе по р. Леписке выше прослоя алевролита, содержащего доломит (кровля пласта угля XXXV), в пачке переслаивания пород найдена пресноводная фауна.

Доломит в шлифах — светло-бурый, реже бесцветный, в виде неправильных зерен, тонкозернистых агрегатов или ромбиков размером от 0,004 до 0,120 мм; иногда ромбики доломита развиваются по выветрелым полевым шпатам. В песчано-алевритовых породах доломит обычно с бурой каемкой гидроокислов железа. В аргиллитах он в виде многочисленных мельчайших (0,004—0,008 мм) ромбиков и зерен неправильной формы, рассеян в породе. Бурая каемка отсутствует. Наряду с обычным доломитом, имеющим  $Nm = 1,582$ , присутствует железистый доломит с  $Nm = 1,585—1,590$ .

Приуроченность доломита к породам, являющимся кровлей пластов угля или занимающим промежуточное положение между последними, возможно, объясняется тем, что доломит образовался в стадию диагенеза осадка, накапливавшегося в прибрежно-морских условиях, сменяющихся лагунами. Это подтверждается и данными поглощенных

комплексов. Фигуративные точки состава поглощенного комплекса образцов, взятых из отложений, вмещающих породы, содержащие доломит, ложатся в морскую область или вблизи нее (см. рис. 5).

Карбонат из группы анкерита характерен для песчаников и алевролитов второго горизонта верхней подсвиты джаскойской свиты и установлен во всех изученных разрезах. Он составляет от 0,1 до 15% породы, причем наибольшее количество его наблюдается в разрезе по р. Чечуме. Карбонат в шлифах обычно светло-бурый, в виде неправильных лапчатых образований или ромбоэдров, микро- и тонкозернистый с характерным волнистым погасанием, часто с бурыми тонкими оторочками, по-видимому, окисленного сидерита. Последний развивается по спайности, являясь более поздним образованием. Довольно часто рассматриваемый карбонат замещает полевые шпаты. Он имеет  $Nm = 1,702 - 1,708 \pm 0,002$  и относится к промежуточному минералу между железистым доломитом и анкеритом. Этот минерал присутствует в песчаниках и алевролитах, являющихся кровлей пластов угля или занимающих промежуточное положение между последними. Изредка в алевролите вместе с рассматриваемым карбонатом присутствуют единичные зерна аутигенного глауконита. Фигуративные точки состава поглощенного комплекса образцов с карбонатом из группы анкерита на диаграмме (см. рис. 5) ложатся в область лагун или вблизи морской области.

Учитывая данные поглощенного комплекса и ассоциацию с глаукоцитом, можно сделать вывод о возможном образовании карбоната из группы анкерита в стадии диагенеза осадка, накапливавшегося в относительно осолоненной лагуне с повышенным содержанием Mg. Часть карбоната в стадию эпигенеза, очевидно, была перекристаллизована (ромбоэдры).

Сидерит характерен для пород чечумской серии, первого горизонта ынгырской свиты и второго горизонта эксеняхской; в чонгургасской свите встречается как исключение.

Сидерит в нижней подсвите джаскойской свиты в основном приурочен к линзам, обогащенным обугленными растительными остатками, замещает обломки древесины и в алевролитах интенсивно развивается по растительному детриту и более крупным обрывкам растительной ткани, зачастую полностью замещая их. В линзах сидерит встречается от светло-коричневого до темно-бурого цвета обычно в виде сферолитов размером 0,2—2 мм. Последние сцементированы обугленным веществом. Древесина минерализована пелитоморфным темно-бурым сидеритом с участками, состоящими из зерен (до 0,1 мм) клиновидной формы, светло-коричневой окраски, по-видимому, перекристаллизованного сидерита.

В верхней подсвите джаскойской свиты и в первом горизонте ынгырской сидерит наблюдается гораздо чаще в песчаниках, где он инкрустирует пластинки хлоритизированного биотита, часто полностью замещая их. Сидерит при этом обычно в различной степени окислен. Часто в шлифах на месте сидеритизированного биотита остаются лишь сгустки гидроокислов железа. Здесь, так же как и в нижней подсвите, наблюдается сидеритизация растительных остатков, но гораздо реже. Всюду сидерит в виде мельчайших ромбиков и неправильных зернышек или агрегатных скоплений их рассеян в породе. Ромбики сидерита встречаются в зернах полевых шпатов или на стыке последних.

По всей вероятности, при формировании отложений нижней и отчасти верхней подсвит джаскойской свиты на плоском заболоченном морском

побережье илистый осадок был обогащен окисным железом. Последнее в процессе разложения растительных остатков восстанавливалось и давало сидерит. В верхней подсите сидерит в основном образовался за счет железа, выделявшегося при переходе биотита в слабозелезистые разновидности хлорита. Железо выделилось и при переходе биотита в лейкоксен. Следовательно, в песчано-алевритовых породах чечумской серии разложение биотита шло без выноса железа, как это имело место в отложениях других свит.

Во втором горизонте эксеняхской свиты сидерит развивается по чешуйкам биотита.

### Минералы группы титана

Лейкоксен, анатаз, брукит широко распространены в песчано-алевритовых породах байлыкской, чечумской сериях и ынгырской свиты. В небольшом количестве они присутствуют и в вышележащих отложениях. Их можно встретить в глинистых породах.



Рис. 7. Аутигенный лейкоксен (темные пятна), выполняющий поры в песчанике. Увел. 50, без анализатора (байлыкская серия; р. Чечума)

Лейкоксен зачастую играет роль цемента — окаймляет обломочные зерна, реже выполняет поровые участки (рис. 7). Кроме того, он образует сгустки и комочки неправильной формы.

Анатаз и брукит видны под микроскопом при больших увеличениях, встречаются совместно и зачастую трудно отличимы друг от друга. Они распространены в виде кристалликов таблитчатой, призматической, неправильной, реже бипирамидальной формы. Размер кристалликов колеблется от 0,004 до 0,040 мм. Цвет минералов буро-коричневого и желтовато-бурый, реже желтый. Цвета интерференции пестрые, очень высокие. Брукит часто обнаруживает зеленые и малиновые цвета с отсут-

ствием полного погасания зерен. В отраженном свете зерна обычно имеют желтовато- и буровато-оранжевую окраску.

Кристаллики брукита и анатаза рассеяны в породе в виде единичных зерен или образуют мельчайшие агрегаты, реже выполняют пустоты до 0,2 мм в диаметре. По краям стенок пор наблюдается лейкоксен, в котором развиваются мельчайшие кристаллики брукита и анатаза, а полость пустот выполнена кальцитом, кварцем или (в песчаниках с каолинитовым цементом) тонкочешуйчатым каолинитом. В песчаниках байлыкской серии чечумского разреза встречаются в небольшом количестве пустотки, в которых место лейкоксена занимает гидробитит, в последнем развивается брукит и анатаз, полость пустотки выполнена кальцитом. В песчаниках с крустификационным хлоритовым цементом на хлорит нарастают кристаллики брукита, а полость выполнена кальцитом. По характеру взаимоотношения перечисленных зерен можно наметить следующую последовательность образования минералов (от раннего к позднему): хлорит—брукит—кальцит.

В ынгырской свите вилюйского разреза иногда отчетливо видно образование мельчайших кристалликов брукита по лейкоксену, который, в свою очередь, развивается по биотиту, причем форма последнего сохраняется. Агрегаты брукита и анатаза часто образуются на месте исчезнувших чешуек нацело лейкоксенизированного биотита. Местами лейкоксен развивается по обугленным растительным остаткам. Всюду анатаз и брукит встречаются вместе с лейкоксеном, лейкоксенизированным биотитом и обугленными растительными остатками. Лейкоксен, развивающийся по биотиту и, реже, растительным остаткам, является материнским для кристалликов брукита и анатаза.

В шлифах с повышенным содержанием аутигенного кварца в цементе наблюдается более высокое количество анатаза и брукита. Иногда кристаллики последних окружены аутигенным кварцем, что свидетельствует, по-видимому, об одновременном или несколько более позднем образовании кварца. Рассматриваемые минералы наблюдаются в песчаниках байлыкской серии совместно с пиритом, в чечумской — с серицитом. Встречаются они и в песчано-кальцитовых конкрециях.

В описываемых отложениях в распределении по разрезу аутигенных минералов группы титана можно отметить следующую зависимость: в участках с повышенным содержанием аллотигенных аксессуарных минералов (гранат, циркон, апатит, единичные зерна эпидота, ильменит, сфен) наблюдается большой процент лейкоксена, анатаза и брукита. В большинстве случаев эти участки обогащены биотитом и обугленными растительными остатками. В отдельных случаях отчетливо видно, как по разрушенным аллотигенным зернам ильменита развиваются анатаз и брукит.

Минералы группы титана по площади и по разрезу распределены неравномерно. Так, в чечумском разрезе количество их уменьшается снизу вверх по разрезу. Самое высокое содержание этих минералов отмечается в породах байлыкской серии, но в той же серии разреза по р. Леписке количество их резко падает.

Интересно проследить, как меняется количество анатаза и брукита в ынгырской свите по площади с учетом степени углефикации углей. В разрезе по р. Чечуме, где породы наиболее изменены (сильно литифицированы и несут черты метаморфизации) и угли коксовые, они встречаются повсеместно и достигают наибольшего количества (1,5—16,0% от минералов тяжелой фракции). Кристаллики здесь также достигают самого большого размера (до 0,04 мм). В разрезе по р. Леписке, где по-

роды становятся менее плотными, а угли менее метаморфизованными — от начальной стадии паровично-жирных (первый горизонт джаскойской свиты) до газовых (второй горизонт) — анатаз и брукит встречаются часто, но не всюду и количество их уменьшается как по сравнению с чечумским разрезом, так и снизу вверх по разрезу джаскойской свиты. Если в первом горизонте они составляют 0,7—4,0%, то во втором не превышают 1,3%. В леписском разрезе значительно уменьшается и размер отдельных кристалликов. И, наконец, в разрезе по р. Вилюю, где породы не несут следов метаморфизма (слабо литифицированы), а угли длиннопламенные, анатаз и брукит встречается редко и в незначительном количестве (до 1,0%). Подобное изменение в поведении минералов группы титана (анатаз и брукит) в связи с изменением степени углефикации углей отмечал Н. В. Логвиненко для пород среднего карбона Донбасса [12].

Н. В. Рентгартен, впервые подробно описавшая новообразования лейкоксена, анатаза и брукита в песчаных породах угленосных свит карбона Карагандинского бассейна [20], связывает образование их с процессом окисления и разложения растительного материала в раннюю стадию диагенеза в условиях свободной циркуляции воды, которая обеспечивала приток активного кислорода. Терригенный материал в образовании титанистых минералов никакого участия не принимал.

Часть минералов группы титана в Сангарском районе образовалась, по-видимому, аналогичным путем, на что указывает развитие лейкоксена по обугленным растительным остаткам. Но основную часть автор настоящей работы считает образовавшейся за счет разложения аллотигенных зерен и, в частности, ильменита и биотита. В пользу этого предположения свидетельствуют следующие факты: 1) титанистые минералы приурочены к участкам, обогащенным аллотигенными акцессорными минералами; 2) большая часть растительного материала в породах района гелифицирована (фюзенизация не характерна); 3) минералы группы титана присутствуют не только в песчаниках, но и в мелкозернистых сильно-глинистых алевролитах. Разрушение титанистых минералов происходило, по-видимому, как в стадию диагенеза, так и эпигенеза. Принимая во внимание увеличение количества аутигенных титанистых минералов с повышением метаморфизма углей, можно прийти к выводу о том, что значительная часть их образовалась в стадию эпигенеза, одновременно или несколько раньше аутигенного кварца.

Как указывалось выше, угленосные отложения (чечумская серия и ынгырская свита) содержат значительное количество лейкоксена, развивавшегося, как нам кажется, в основном по биотиту. Процесс замещения биотита лейкоксеном происходил, по всей вероятности, в период разложения растительных остатков в условиях кислой среды. Титан, содержащийся в виде примеси в биотите, служил центром кристаллизации, вокруг которого происходила концентрация рассеянного в осадке титана. Впоследствии по лейкоксену образовывались анатаз и брукит.

Таким образом, можно сказать, что основным источником образования титана служили аллотигенные зерна (преимущественно ильменит и биотит). Намечается следующая последовательность минералообразования: аллотигенные минералы — ильменит-биотит и др. аутигенные минералы (лейкоксен—брукит + анатаз). В редких случаях брукит и анатаз развиваются непосредственно по ильмениту. Образование минералов группы титана, по-видимому, происходило в кислой среде.

Сфен аутигенный был встречен в песчано-алевритовых породах байлыкской серии разрезов по р. Чечуме и частично р. Леписке.

В чечумском разрезе он образует неправильные бесформенные выделения, иногда в виде тонкозернистых агрегатов по периферийным участкам последних, реже конвертообразные кристаллики. Часто сфен выполняет поровое пространство. Средний размер кристалликов 0,02—0,25 мм. Цвет сфена буроватый, иногда плеохроирует от бесцветного до светло-коричневого, изредка красновато-бурого тона. Показатель светопрелом-

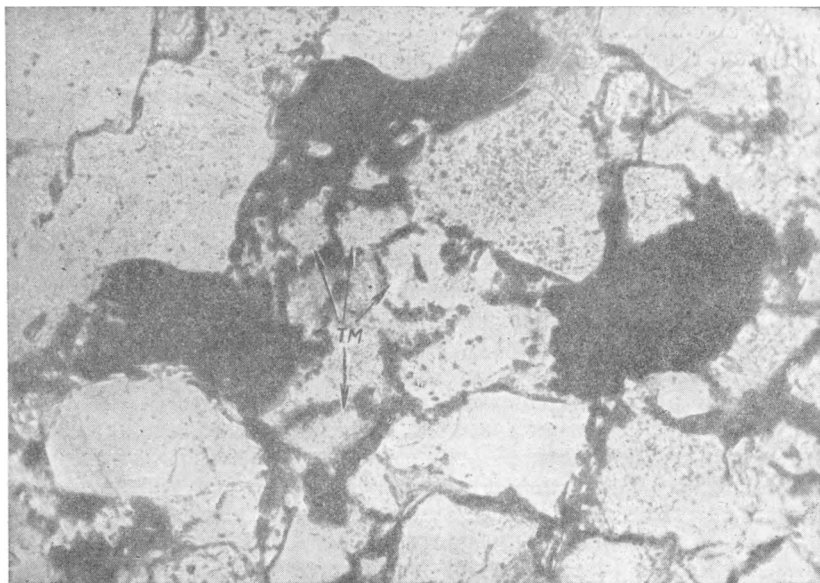


Рис. 8. Разрушение обломочных зерен ильменита и новообразованные агрегаты мельчайших зернышек титанистых минералов (тм) в песчанике чонгурской свиты. Увел. 250, без анализатора

ления очень высокий. В скрещенных николях минерал проявляет пеструю высокую интерференционную окраску. Отдельные зерна обнаруживают характерные для него аномальные цвета интерференции. Сфен замещает обломочные зерна полевого шпата, обломки средних и кислых эффузивов, довольно часто лейкоксенизирован. В отдельных шлифах хорошо видно, как описываемый минерал образуется позже, чем регенерационный кварц, но, по-видимому, раньше кварца, выполняющего поры. Кальцит является более поздней генерацией, чем сфен. Часто можно наблюдать, как около аллотигенных зерен сфена образуются оторочки или неправильные выделения (в виде отростков) тонкозернистого аутигенного сфена. В леписском разрезе последний присутствует только в подобных формах.

Повышенное содержание аутигенного сфена приурочено к породам с повышенным содержанием аутигенного кварца. Интересно отметить, что наибольшее количество аутигенного сфена встречается во втором горизонте байлыкской серии разреза по р. Чечуме. В этой части разреза аллотигенные зерна сфена присутствуют в небольшом количестве. Во втором горизонте разреза по р. Леписке, наоборот, резко увеличи-

вается содержание аллотигенного сфена. Аутигенный сфен встречается в небольшом количестве и в других формах. В этом же направлении уменьшается и количество аутигенного кварца.

Таким образом, можно сделать заключение, что аутигенный сфен в чечумском разрезе образовался за счет растворения и перекристаллизации аллотигенного сфена. Основная часть его выделялась, по всей вероятности, в стадию эпигенеза. Частично сфен образовался, по-видимому, в стадию диагенеза (тонкозернистые агрегаты). После образования регенерационных каемок кварца шло выделение сфена, который выполнял углубления в этих каемках. Затем выделялся кварц, заполняющий поровые участки, и кальцит. Последний выполнял все неровности аутигенных образований сфена.

Аутигенный сфен другого облика широко распространен в чонгургасской и эксеняхской свитах разрезов по р. Чечуме и в пос. Сангар. В этих свитах сфен светло-бурого, часто грязно-бурого цвета образует агрегаты мельчайших зерен неправильной формы, реже кристаллики конвертообразной формы размером до 0,2 мм.

Образование сфена в этих свитах в основном следует связывать с разрушением аллотигенных зерен ильменита. В шлифах часто отчетливо видны рядом с разложенными зернами ильменита сгустки лейкоксена и образующиеся по нему агрегаты других титанистых минералов (рис. 8). Чаще всего за счет разрушения ильменита образуется сфен. В отдельных микропрослоях, обогащенных акцессорными минералами, наблюдается сильное разложение зерен ильменита и замещение их ломонтитом. Встречаются псевдоморфозы сфена по аллотигенным зернам ильменита. Сфен образуется по чешуйкам хлоритизированного биотита. Каемки аутигенного сфена присутствуют вокруг аллотигенных зерен сфена за счет растворения последнего.

### Эпидот и цоизит

Эпидот и цоизит присутствуют в песчано-алевритовых породах чонгургасской и эксеняхской свит в виде агрегатов мелких зернышек или в виде рассеянных мелких зерен в цементе и в аллотигенных зернах, захватывающих отдельные участки в шлифе. Иногда наблюдается образование агрегатов мельчайших зерен по чешуйкам биотита. Но о количестве аутигенного эпидота и цоизита судить очень трудно, так как часто мы можем ошибочно принять землистые агрегаты или отдельные кристаллики описываемых минералов за новообразованные. Это объясняется тем, что многочисленные обломки пород, обогащенные эпидотом и цоизитом, сильно корродированы, полевые шпаты в них замещены цементами. В результате создается ложное впечатление аутигенного их образования. По-видимому, эпидотизированные полевые шпаты, обломки кварца и чешуйки биотита (хлорита) в большей части были принесены таковыми в осадок. Новообразованные эпидот и цоизит, по всей вероятности, возникли за счет перекристаллизации аллотигенных зерен этих же минералов.

### Конкреции

В разрезе мезозойских пород Сангарского района можно выделить пять групп конкреций.

Первая группа. Песчано-кальцитовые и алеврито-кальцитовые конкреции широко распространены по всему изученному разрезу.



Они расположены по слоистости, нередко беспорядочно. В эксеняхской, хатырыкской и тимердякской свитах наблюдается слияние серии рядом расположенных конкреций. Форма конкреций овальная, караваеобразная, пластообразная, линзовидная. Размер их от 0,1 до 3 м в поперечнике (преобладают больше 1 м). Последние иногда длиной в несколько метров. Для второго горизонта эксеняхской и хатырыкской свит характерны мелкие (0,1—0,2 м) шаровидной формы конкреции, как правило, беспорядочно расположенные в породах. Рассматриваемые конкреции распознаются по большой плотности (сильноизвестковистые) и более темному цвету; часто разбиты трещинами, выполненными кальцитом. Конкреции обычно отвечают всем характерным признакам вмещающей их породы (крупность зерна, слоистость, состав), в шлифах они сложены также песчаным или алевроитовым материалом прочно сцементированным кальцитовым цементом базального типа, иногда с пойкилитовой структурой. Кальцит интенсивно замещает аллотигенный материал и первичные цементы (гидрослюда, каолинит, монтмориллонит, ломонтит и гейландит из группы цеолитов). Содержание кальцита иногда достигает 70—80% всей породы. Кальцит — от пелитоморфного до мелкозернистого, местами с волнистым погасанием. В отдельных шлифах джаской-ской свиты можно наблюдать вокруг аллотигенных зерен крустификационные каемки кальцита, причем эти зерна более крупные по размеру, чем зерна, по которым интенсивно развивается мелкозернистый кальцит. По-видимому, крустификационный кальцит, являясь раннедиагенетическим образованием, предохранял обломочные зерна от коррозии. Нередко оторочкой вокруг обломочных зерен служит хлорит, изредка монтмориллонит, а поры выполнены зернистым кальцитом, иногда с пойкилитовой структурой. В этих случаях коррозия обломочных зерен кальцитом развита в меньшей степени.

Химический состав карбонатов, судя по солянокислым вытяжкам, исключительно однообразный. Карбонаты представлены кальцитом довольно часто с незначительной примесью  $MgCO_3$  (0,3—2,8%, изредка до 4%). В тимердякской свите присутствует примесь  $MnCO_3$  (2,5—3,8%). В отдельных свитах, как уже указывалось выше, наблюдается примесь  $FeCO_3$ . Содержание его обычно невелико (до 2,5%). В значительных количествах он присутствует в конкрециях чечумской серии и первого горизонта ынгырской свиты. Здесь, в разрезе по р. Леписке, были встречены конкреции овальной и караваеобразной формы размером до 0,3 м в поперечнике, расположенные послойно. В шлифах конкреции сложены песчаным материалом, сидеритом и кальцитом. Сидерит от коричневого до коричневато-бурого цвета в виде мелких (0,01—0,03 мм) ромбоздрических кристалликов рассеян в породе или образует крупные зернистые агрегаты. Присутствуют крупные выделения и пелитоморфного сидерита. Кальцит мелкозернистый с волнистым погасанием замещает по трещинкам сидерит, что свидетельствует о более раннем образовании сидерита. По данным солянокислых вытяжек в рассматриваемых конкрециях карбонат представлен сидеритом и кальцитом.

Конкреции образовались, по-видимому, на различных стадиях диагенеза в результате перераспределения материала.

**Вторая группа.** Конкреции, сложенные сидеритом, встречаются в различных породах, редко на контактах с угольными пластами; расположены послойно или рассеяны в породе. Распространены в чечумской серии, в первом горизонте ынгырской и в тимердякской свитах, а также во втором горизонте эксеняхской свиты (лепиский разрез). Форма кон-

креций овальная, шаровидная и линзообразная, размер — 0,03 до 0,30 м в поперечнике, в большинстве случаев мелкие. В тимердяхской свите конкреции имеют темно-коричневую поверхность (результат выветривания сидерита); иногда наблюдается концентрическая отдельность.

В шлифах конкреции сложены коричневато-бурым пелитоморфным и скрытозернистым сидеритом, содержат обугленные остатки растений, значительная часть которых гелифицирована, реже фюзенизирована (тимердяхская свита). К растительным остаткам приурочены светло-коричневые, тонкозернистые лучистые агрегаты сидерита, местами клиновидной формы, по всей вероятности, перекристаллизованного (чечумская серия). Примесь терригенных алевритовых и песчаных частиц составляет 10—15%. В преобладающей массе это кварц, чешуйки слюд, в меньшем количестве полевые шпаты. Более крупные конкреции содержат значительную примесь глинисто-алевритового материала (чечумская серия). Эти конкреции в шлифах имеют пятнистую текстуру. Последняя, возможно, является результатом жизнедеятельности каких-либо организмов. Сидерит интенсивно замещает обломочный материал и первичные цементы. В хатырыкской свите в основании второго горизонта были встречены светло-коричневые конкреции, сложенные пелитоморфным сидеритом со значительной примесью зеленовато-бурого хлорита. По последнему развивается сидерит.

По данным солянокислых вытяжек подобного типа конкреции сложены в основном сидеритом (до 70%), в чечумской серии и в первом горизонте ынгырской свиты — с примесью  $MgCO_3$  (до 4%). В конкрециях тимердяхской свиты в значительном количестве присутствует  $MnCO_3$  (до 7%), в хатырыкской свите  $MnCO_3$  составляет 2,5%. Повышенное содержание  $MnCO_3$ , по сравнению с эксеняхской свитой и чечумской серией, является отличительной чертой сидеритовых конкреций хатырыкской свиты и приближает их к составу конкреций тимердяхской свиты верхнего мела.

Рассмотренные сидеритовые конкреции образовались в процессе диагенеза осадков в стадию разложения растительного материала.

Третья группа. Углисто-сидеритовые и глинисто-сидеритовые конкреции присутствуют в пластах угля в чечумской серии и во втором горизонте эксеняхской свиты в разрезе по р. Леписке.

Конкреции караваеобразной и линзовидной формы, размером до 0,3 м в поперечнике, иногда образуют линзовидные прослои (эксеняхская свита, пласт угля VI). В шлифах конкреции обычно сложены сферолитами сидерита с примесью кальцита, которые цементируют обугленный растительный материал. Другие конкреции сложены коричнево-бурым тонкозернистым сидеритом, на фоне которого выделяются сферолитоподобные образования или зерна сидерита клиновидной формы с участками глинисто-алевритового материала. Иногда глинисто-алевритовый материал преобладает. Эти конкреции разбиты трещинами, выполненными крупнозернистым кальцитом. В отдельных конкрециях (пласт угля VI) сферолиты сидерита секут многочисленные прожилки, выполненные зернистым кварцем. Иногда кварц замещается кальцитом. Следовательно, вначале образуется сидерит, затем кварц и последним выделялся кальцит.

П. В. Зарицкий [5] высказывает предположение, что конкреции в угольных пластах образуются в результате инфильтрации в торфяник (после его погребения) иловых растворов из отложений кровли. По-ви-

димому, и рассматриваемые нами конкреции образовались аналогичным путем. Иловые растворы, содержавшие железо, проникали в торфяник. В процессе разложения растительных остатков в присутствии угольной кислоты железо выпадало в виде сидерита.

Четвертая группа. Песчано-родохрозито-сидеритовые конкреции были встречены только в песчаниках тимердахской свиты. Форма овальная, размер до 0,5 м в поперечнике. Окраска темно-серая с зеленоватым оттенком и темно-коричневой поверхностью. Сложены мелкозернистым песчаником с сидеритовым цементом. Сидерит бесцветный, зернистый, с волнистым погасанием, местами пелитоморфный и скрытозернистый, интенсивно замещает первичные цементы и обломочные зерна. В конкрециях наблюдается гейландит, который также замещается сидеритом. По данным солянокислой вытяжки карбонаты представлены сидеритом ( $\text{FeCO}_3 = 16,4\%$ ) и родохрозитом ( $\text{MnCO}_3 = 12\%$ ). В шлифах родохрозит трудно отличить от сидерита.

Пятая группа. Фосфато-кальцитовые конкреции встретились в основании второго горизонта байлыкской серии леписского разреза в мощном прослое аргиллита. Конкреции мелкие (до 0,05 м в поперечнике), округлой формы, черного цвета. В шлифах конкреции сложены кальцитом с крупными изотропными участками фосфата (вероятно, это нацело фосфоритизированные остатки организмов). Фосфат — желтоватого цвета,  $N = 1,621$ . Кальцит дает лапчатые зерна с расплывчатыми очертаниями. Наблюдаются мелкие округлые включения пирита, более позднего, чем кальцит. В конкрециях очень много крупных обрывков растительной ткани. Часто она настолько минерализована кальцитом, что от нее остаются только реликты. Встречаются перемятые споры. Присутствуют остатки фораминифер плохой сохранности, замещенные кальцитом.

Образование фосфато-кальцитовых конкреций происходило, вероятно, в прибрежно-морских условиях (по-видимому, это был залив — самая краевая часть моря на плоском побережье).

Вместе с фосфато-кальцитовыми конкрециями встречаются глинисто-кальцитовые размером до 0,4 м в поперечнике. В шлифах они сложены сильно глинистым пелитоморфным или скрытозернистым кальцитом с участками бесцветного микрозернистого. Текстура пятнистая, обусловлена неравномерным распределением глинистого материала и органического вещества. В основной массе присутствуют мелкие (до 0,1 мм) участки фосфата, по которому интенсивно развивается кальцит. Изредка наблюдается пирит в виде тонкозернистых агрегатов округлой формы, иногда их окаймляют мелкие кубики пирита. Последовательность выделения минералов следующая: фосфат — кальцит — пирит. В конкрециях встречаются фораминиферы плохой сохранности, фауна гастропод и масса гелифицированных растительных остатков. Последние и микрофауна минерализованы кальцитом.

Образование глинисто-кальцитовых конкреций, по всей вероятности, происходило в тех же условиях, что и фосфат-кальцитовых.

В верхней части второго горизонта эксеняхской свиты леписского и вилюйского разрезов встречаются бурые обломки стволов до 0,1 м в поперечнике, длиной до 0,85 м. Обломки стволов минерализованы сидеритом. Сидерит присутствует в виде сферолитов, агрегатов звездчатой формы и клиновидных зерен. Местами наблюдается линзовидное переслаивание пелитоморфного сидерита, сферолитов сидерита и обугленного материала. В вилюйском разрезе подобные обломки были встречены

в центре крупных песчано-кальцитовых конкреций. Это указывает на то, что сидеритизация древесины происходила в более ранние стадии диагеза, чем образование кальцитовых конкреций.

### Особенности условий накопления мезозойских отложений Сангарского района

Наличие в байлыкской серии маломощных прослоев сильно известковистых пород, содержащих микрофауну фораминифер и фауну пелеципод, мощного прослоя аргиллита с фосфато-кальцитовыми конкрециями с фауной гастропод и микрофауной, широкое развитие пирита среди глинистых минералов гидрослюд и в незначительном количестве глауконита, а также отсутствие в то же время в основном грубого материала и характер слоистости свидетельствуют о том, что отложения байлыкской серии (первый и второй горизонты) формировались в прибрежной, мелководной части моря с временным обмелением и заболачиванием. О последнем свидетельствуют прослои сильноуглистых алевро-глинистых пород и линзочки угля.

После последней, наибольшей на данном отрезке времени трансгрессии моря, результатом которой явился прослой сильноизвестковистого алевролита, переполненного фауной пелеципод, море постепенно начало отступать. В это время шло формирование осадков третьего горизонта. Осадки становятся более крупнозернистыми, уменьшается количество пирита, и песчаники третьего горизонта по своему характеру напоминают песчаники вышележащих отложений. Наконец, осадки байлыкской серии постепенно сменяются угленосными отложениями чечумской серии.

Осадообразование чечумской серии происходило на фоне дальнейшего отступления моря: прибрежно-морские условия периодически сменялись прибрежно-континентальными. Наиболее глубоководными прибрежно-морскими осадками являются, по-видимому, песчаники средне- и мелкозернистые (первый горизонт верхней подсвиты джаскойской свиты, сытогинская свита). В пользу этого говорят следующие факты: значительная выдержанность песчаников по простиранию, наличие в них горизонтальной слоистости, преимущественно гидрослюдистый цемент, отсутствие грубого материала.

По мнению Г. А. Иванова [6], в прибрежной части моря создаются условия, при которых непосредственно у береговой линии сосуществуют и торфяники и прибрежные илы. Этому условию в полной мере удовлетворяет лагунная прибрежно-морская обстановка седиментации. Угленосные отложения нижней подсвиты джаскойской свиты, по всей вероятности, образовались на плоском заболоченном берегу, что подтверждается сильной сидеритизацией углисто-глинисто-алевритовых пород и в то же время наличием в отдельных прослоях незначительного количества глауконита. Отложения второго горизонта верхней подсвиты формировались в условиях лагунной прибрежно-морской обстановки. В образцах глинистых пород, взятых из почвы и кровли угольных пластов (из прослоев, присутствующих в пластах угля), всюду преобладающим глинистым минералом является гидрослюда, каолинит находится в резко подчиненном количестве. Это также свидетельствует об образовании угленосных осадков в прибрежно-континентальных условиях седиментации.

Высказанное предположение подтверждается характером слоистости и текстур глинисто-алевритовых пород и составом обменных оснований. В образовании джаскойской свиты выделяются два геохимических этапа, каждый из которых соответствует нижней и верхней подсвите. Общим для этапов является переход от более морских условий в начале каждого этапа к более опресненным в их конце. Так, первый этап, судя по составу обменного комплекса (высокое содержание калия и натрия), характеризует более морские условия. В дальнейшем наблюдается переход к отложениям более опресненного характера.

Начало второго геохимического этапа (нижние слои второго горизонта верхней подсвиты), судя по составу обменного комплекса, также характеризуется морскими условиями, что соответствует, по-видимому, незначительной трансгрессии моря. В дальнейшем наблюдается обеднение обменного комплекса натрием и обогащение щелочноземельными элементами, связанные с общим опреснением бассейна осадкообразования (условия лагун). На диаграмме распределения состава поглощенных катионов фигуративные точки образцов из джаскойской свиты ложатся преимущественно в область морских отложений или (единичные точки) в непосредственной близости от нее. Отдельные образцы из второго горизонта верхней подсвиты попадают в область лагун калиевого типа.

По типам пород, характеру слоистости, отчасти аутигенным минералам (широкое распространение среди глинистых минералов гидрoслюды) осадкообразования ынгырской свиты происходило в основном в условиях, сходных с осадкообразованием чечумской серии, т. е. в условиях смены прибрежно-морских фаций прибрежно-континентальными. Присутствие в отложениях первого горизонта среди аутигенных минералов доломита, сидеритовых конкреций, по-видимому, с примесью доломита, незначительное количество глауконита, характер пород и текстурные признаки указывают на то, что угленосные осадки рассматриваемого горизонта формировались в лагунной обстановке.

Судя по составу обменного комплекса, низы первого горизонта ынгырской свиты формировались в период проникновения в пределы рассматриваемого участка морских вод. Вверх по разрезу наблюдается переход к отложениям, несущим следы опреснения. О периодах опреснения свидетельствуют и находки пресноводной фауны в леписском разрезе. По-видимому, в это время, после образования сытогинской свиты, море отступило, и на рассматриваемой территории были расположены лагуны.

Исчезновение сидерита в породах, сидеритовых конкреций и доломита из отложений второго горизонта характеризует смену условий осадкообразования.

Данные состава поглощенных оснований в нижней части первого цикла показывают повышенное содержание в их составе натрия и калия, что говорит о повышенной солености. Это говорит о том, что после образования последнего (верхнего) пласта угля первого горизонта ынгырской свиты песчаные и отчасти глинистые (кровля угольного пропласта) отложения формировались в условиях морской трансгрессии, которая по возрасту, по-видимому, соответствует валанжинской. Формирование песчаных пород в условиях прибрежной части моря подтверждается характером песчаников, выдержанностью их по площади в различном направлении, наличием в них горизонтальной слоистости и знаков волновой ряби. В дальнейшем море отступило и осадкообразование

происходило в опресненном бассейне, на что указывает резкое уменьшение в составе поглощенных комплексов натрия и особенно калия.

Интересно отметить, что, судя по составу обменного комплекса, во время формирования верхней части ынгырской свиты в пределах чечумского, леписского и вилюйского участков существовали примерно одни и те же условия осадкообразования. Фигуративные точки рассматриваемой части разреза указанных участков на диаграмме попадают в область опресненных водоемов. Совсем другая картина наблюдается в аналогичных отложениях сангарского разреза. В составе обменного комплекса образцов этих осадков отмечается исключительно высокое содержание натрия. Фигуративные точки образцов на диаграмме попадают в область засоленных лагун или на границе с ней в область лагуны натриевого типа. Следует отметить, что граница ынгырской и чонгургасской свит (по смене тонких пород более грубозернистым) наиболее резкая в сангарском разрезе, в то время как в других разрезах переход одной свиты в другую (по крупности обломочных зерен) крайне постепенный. По-видимому, на сангарском участке во время формирования осадков верхней части ынгырской свиты существовала лагуна с повышенной соленостью, которая сменилась во время образования осадков чонгургасской свиты опресненным бассейном.

Основываясь на данных состава обменных комплексов, характере аутигенных минералов, типах пород и слоистости, можно прийти к выводу, что в юго-восточной части района (участки чечумского и сангарского разрезов) в период осадкообразования чонгургасской свиты сохранялся довольно однообразный режим крупного опресненного бассейна с небольшими отклонениями в период накопления осадков третьего горизонта. В северо-западной части района (леписский разрез) аналогичный режим существовал относительно недолго и сохранялся только в течение времени отложения первого горизонта. Осадки второго горизонта на леписском участке формировались в лагунной обстановке с периодическим проникновением морских вод, которые повышали соленость бассейна. Несмотря на то, что состав аутигенных и аллотигенных минералов и геохимическая среда осадкообразования в породах чонгургасской свиты резко отличаются от нижележащих отложений, характер залегания и литологический состав свиты, в частности отсутствие грубого материала и слоистость, свидетельствуют о прежнем характере транспортировки обломочного материала.

Состав обменного комплекса образцов чонгургасской свиты (кроме второго горизонта леписского разреза) характеризуется низким содержанием калия и высоким содержанием щелочноземельных элементов. Несмотря на известное однообразие состава обменного комплекса, наблюдаются некоторые колебания в отношении содержания катионов, связанные с повышением калия в некоторых образцах, приуроченных к основанию отдельных небольших геохимических ритмов. Это указывает на небольшие изменения условий осадкообразования, связанные, по-видимому, с колебательными движениями.

Аутигенный комплекс минералов данных осадков характеризуется широким распространением цеолитов (ломонтита). Фигуративные точки образцов на диаграмме распределения полей состава поглощенных катионов попадают в область опресненных водоемов. Состав глинистых минералов (смесь гидрослюд и монтмориллонита с небольшой примесью каолинита) вполне возможен для этих водоемов. В обменном комплексе отдельных образцов из второго горизонта леписского разреза

резко увеличивается содержание калия наряду с относительно высоким содержанием натрия, что связано с повышением солености бассейна осадкообразования. Наряду с этим в комплексе аутигенных минералов исчезает цеолит (ломонтит), в цементе песчано-алевритовых пород существенное значение приобретает монтмориллонит. Последний играет основную роль в составе глинистых минералов. Фигуративные точки на диаграмме попадают в область лагун.

Судя по составу аутигенного комплекса минералов, характеру слоистости и типу пород, отложения эксеняхской свиты на сангарском и чечумском участках, так же как и чонгургасской свиты, продолжали формироваться в опресненном бассейне; в верхней части, исходя из косяной слоистости, возможны условия подводной части дельты. Среди аутигенных минералов широко распространены цеолиты (ломонтит). Состав глинистых минералов остается тот же. Состав обменного комплекса указывает на значительное однообразие среды осадкообразования и на опресненный характер водоёма. Фигуративные точки образцов на диаграмме распределения полей состава поглощенных оснований ложатся в центральную часть области опреснения.

Состав обменного комплекса образцов из первого горизонта леписского разреза в целом сходен с таковым в сангарском разрезе, но отличается несколько повышенным содержанием натрия, что указывает на известное своеобразие режима осадконакопления. В пользу этого свидетельствует и состав аутигенных минералов песчаных пород — исчезновение цеолитов и значительное содержание монтмориллонита. Состав глинистых минералов в основном остается тождествен составу таковых сангарского разреза — смесь монтмориллонита, гидрослюды с примесью каолинита и иногда хлорита. Фигуративные точки образцов первого горизонта на диаграмме располагаются вблизи области лагун.

Совсем иная картина наблюдается во втором горизонте эксеняхской свиты разреза по р. Леписке. В составе обменного комплекса резко увеличивается содержание натрия. Наряду с этим в глинистых минералах основным является монтмориллонит. Общий характер пород и типы слоистости в основном остаются сходными с первым горизонтом, но здесь увеличивается угленосность (мощность пластов угля увеличивается к верхам разреза) и широко распространена каолинизация песчаников. Фигуративные точки образцов попадают на диаграмме состава поглощенных оснований в область лагун. Вероятно, в последних и формировались осадки второго горизонта в условиях общего подъема леписского участка. Общий подъем осложнялся колебательными движениями небольшой амплитуды, которые способствовали смене геохимической среды во время формирования угленосных отложений. По-видимому, на более ранней стадии диагенеза осадка, в условиях щелочной среды шло образование монтмориллонита. Затем щелочные условия сменялись кислыми, о чем свидетельствует каолинизация песчаников. Как мы уже отмечали выше, каолинизация затронула лишь более крупные разности последних. Это говорит о том, что в песчаниках воды имеют возможность легко циркулировать вследствие неплотной упаковки зерен. Здесь минеральные преобразования идут за счет перераспределения вещества, находящегося в иловом осадке, так и за счет циркуляции водных растворов, с помощью которых происходит привнос и вынос различных химических компонентов. Кислую среду создавали гумусовые кислоты и углекислота, возникающие в результате разложения растительных остатков. В дальнейшем кислые условия снова сменялись щелочными, что способство-

вало выделению кальцита. Формирование отложений на вилюйском участке, судя по комплексу аутигенных минералов, вероятно, происходило в условиях, аналогичных второму горизонту леписского разреза.

Общий подъем леписского участка, во время которого шло отложение осадков второго горизонта эксеняхской свиты, достиг максимума во время формирования отложений нижней части первого горизонта хатырыкской свиты. В этот период, возможно, был небольшой перерыв в осадконакоплении. В пользу перерыва свидетельствует наличие песчаников с чистым каолиновым цементом и железистых гравийно-песчаных прослоев. Продукты разрушения древних кристаллических пород, богатые эпидотом, временно перестают поступать или доходят в незначительном количестве. Вместе с этим появился новый источник питания — метаморфические породы, обогащенные дистеном и ставролитом, о чем свидетельствует присутствие последних в тяжелой фракции, резкое увеличение среди породообразующих минералов калиевых разностей полевых шпатов. Затем началось общее погружение леписского участка (прослои алевролитов с кальцитом и сидеритом в цементе), на фоне которого создавались благоприятные условия для углеобразования. В это время шло отложение осадков верхней части первого горизонта и мощных пластов угля (V, III). Условия образования последних сходны с условиями, в которых формировались угленосные отложения самой верхней части второго горизонта эксеняхской свиты.

Отложения второго горизонта описываемой свиты формировались на фоне дальнейшего погружения (увеличение в цементе песчано-алевролитовых пород монтмориллонита, уменьшение каолинита, появление прослоев песчаников с хлоритовым цементом, содержащих сидеритовые конкреции). В составе обменного комплекса образца из нижней части горизонта резко увеличивается содержание натрия, и фигуративная точка последнего на диаграмме состава поглощенных оснований попадает в область лагун натриевого типа. Осадконакопление этой части горизонта происходило, по-видимому, в условиях, сходных с условиями формирования второго горизонта эксеняхской свиты, за исключением самой верхней (угленосной) части.

Верхняя часть второго горизонта хатырыкской свиты формировалась, вероятно, в условиях опресненного бассейна, о чем свидетельствует появление цеолитов (эпидесмина и гейландита). В составе обменного комплекса образцов из этой части разреза резко уменьшается содержание натрия. Фигуративная точка последнего попадает на диаграмме состава поглощенных оснований в область опресненных водоемов вблизи от области лагун натриевого типа.

Характер слоистости в основном не отличается от таковой, рассмотренной в нижележащих свитах. Появление грубого материала (гравий, гальки) в отложениях хатырыкской свиты, по-видимому, является результатом поднятия в области источника сноса.

Осадкообразование тимердякской свиты происходило в условиях подводной части дельты. Это хорошо подтверждается целым рядом данных: песчаный состав, линзовидные прослои галечников, глыбовые включения глинистых пород, свидетельствующих об обвалах берегов. В то же время среди аутигенных минералов широко развиты цеолиты (гейландит), монтмориллонит как в цементе песчаников, так среди глинистых пород. Характер косой слоистости с песчаных породах является типичным для отложений дельт.



Приустьевая часть и нижнее течение реки располагались в это время, вероятно, в центральной части Вилюйской впадины и в районе п.с. Намцы (внешняя зона Приверхоанского прогиба), где, по данным В. И. Муравьева [17] и А. Е. Киселева (1957 г.), осадки тимердахской свиты представлены исключительно континентальными (аллювиальными) отложениями.

Состав обменного комплекса характеризуется высоким содержанием щелочноземельных элементов при относительно низком содержании натрия и особенно калия, следовательно, описываемые осадки накапливались в опресненном бассейне. Фигуративные точки образцов на диаграмме состава поглощенных катионов ложатся в область опреснения.

### Сопоставление юрских и меловых отложений Сангарского района и смежных районов по данным литологического изучения

Выявленные литологические коррелятивы позволяют не только увязать рассмотренные стратиграфические подразделения в исследуемом районе, но и сопоставить их с соседними районами.

Отложения байлыкской серии сопоставляются с байлыкской свитой намской и вилюйской опорных скважин (М. В. Бархатова, 1956 г., А. Е. Киселев, 1956 г.), верхнебыканской свитой, исследованной А. Г. Коссовской (1953—1954 гг.) по правым притокам р. Алдан (разрез междуречья рек Ыагаса — Западная Градыга), с морской свитой района низовьев р. Алдан, изученной З. М. Старостиной (1954 г.). С морской свитой сопоставляются первый и второй горизонты байлыкской серии.

Для всех указанных отложений наблюдается высокое содержание граната, причем характерен гранат со ступенчатой (черепитчатой) поверхностью, циркона, апатита, повышенное количество в нижних слоях рутила и турмалина, в отдельных образцах — ильменита. Для верхнебыканской и морской свит отмечается высокое содержание для отдельных образцов сфена и эпидота, причем часть их являются, так же как и в исследуемом районе, новообразованными. Появление их может быть отмечено в шлифах. Из аутигенного комплекса минералов корреляционное значение для среднеюрских осадков могут иметь глауконит и пирит. Последний в значительном количестве, а глауконит обычно в единичных зернах (редко до 2%) присутствуют во всех указанных районах. Из цементов здесь характерны хлорит и регенерационный кварц.

Третий горизонт байлыкской серии Сангарского района сопоставляется с песчаниковой пачкой среднеюрского возраста, выделенной З. М. Старостиной в разрезе р. Алдан (1954 г.). Пачка сложена почти исключительно песчаниками. В последних, так же как и в третьем горизонте, снижается содержание сфена и эпидота, рутила и турмалина. В больших количествах присутствует гранат. В цементе исчезает хлорит и появляется каолинит. Третьему горизонту, возможно, соответствует якутская свита в районе г. Якутска, которая как показали исследования З. М. Старостиной (1954 г.), хорошо выделяется по резкому увеличению крупности обломочного материала. В основании ее песчаники средне- и крупнозернистые с прослоями гравийных конгломератов. Состав тяжелых минералов якутской свиты близок к нижележащим отложениям.

В третьем горизонте байлыкской серии Сангарского района также наблюдается резкое увеличение крупности обломочного материала, по сравнению с нижележащими горизонтами; правда, крупнозернистые песчаники и прослои гравийных конгломератов отсутствуют. Это, по-види-

тому, связано с большей удаленностью исследованной нами площади от источника питания по сравнению с районом г. Якутска.

Угленосные отложения чечумской серии сопоставляются с нижней частью (порядка 470 м) чечумской свиты намской скважины (М. В. Бархатова, 1956 г.), с первым горизонтом верхнеюрских осадков вилюйской скважины (А. Е. Киселев, 1956 г.). Для этой части разреза характерно высокое содержание циркона, апатита, граната, резкое увеличение, по сравнению с нижележащей байлыкской серией, биотита. Последний зачастую является преобладающим аллотигенным минералом тяжелой фракции. Из аутигенных минералов корреляционное значение имеет сидерит, который широко распространен в названных районах. Также характерно присутствие редких пиритовых конкреций. Цементами песчано-алевритовых пород служат гидрослюда, каолинит и кальцит.

В районе междуречья Ыагаса — Западная Градыга джаскойской свиты Сангарского района соответствует табагинская свита мощностью 400 м, выделенная А. Г. Коссовской [9]. Испещренная поверхность песчанников точечными включениями окисленного сидерита, присутствие песчано-сидеритовых конкреционных стяжений, «сгустки» темного тонкоагрегатного сидерита в алевролитах — все это обнаруживает большое сходство с породами джаскойской свиты в разрезе по р. Чечуме. Кроме того, в этих районах наблюдается однотипный состав аллотигенных минералов тяжелой фракции и состав цементов. В табагинской свите, так же как и в джаскойской, типичным является высокое содержание циркона, биотита и хлорита, а также небольшое количество (2—10%) граната. Цементы песчано-алевритовых пород представлены кварцем, гидрослюдой и кальцитом. Отличительная черта табагинской свиты — наличие в песчаных породах крупных вкрапленников до 0,5 мм ромбоэдрических кристаллов сидерита, образующих сростки неправильной формы.

В районе низовьев р. Алдан джаскойской свиты Сангарского района соответствуют отложения первой пачки угленосной толщи, выделенной З. М. Старостиной (1954 г.). В окрестностях г. Якутска джаскойская свита сопоставляется, по-видимому, с нижней частью кильдямской свиты. Верхняя часть свиты, вероятно, соответствует ынгырской свите, выделенной в изученном районе.

Большое сходство минерало­го-петро­графического состава ынгырской свиты с нижележащими отложениями делают затруднительным сопоставление этой свиты с другими районами.

В разрезе вилюйской скважины ынгырской свите, вероятно, соответствует второй горизонт верхней юры. Повышенное количество эпидота отмечается и для отдельных образцов ынгырской свиты в разрезе по р. Леписке. В намской скважине ынгырской свите, по-видимому, соответствует верхняя часть чечумской мощностью около 200 м. Здесь, так же как и в ынгырской свите разреза по р. Чечуме, наблюдается увеличение граната и уменьшение циркона.

В районе междуречья Ыагаса — Западная Градыга аналогом ынгырской свиты является, вероятно, моольская свита (мощность 900—1000 м). Граница последней проводится по исчезновению сидерита и массовому распространению в тяжелой фракции граната (44—70%). Кроме того, руководящее значение, так же как и в ынгырской свите, имеют хлорит, биотит, циркон, апатит. В песчаниках моольской свиты — развиты хлоритогидрослюдистый и кальцитовый цемент. В алевролитах, кроме того, присутствует кремнисто-хлоритовый цемент.

В районе низовьев р. Алдан ынгырская свита сопоставляется со второй пачкой угленосной толщи, выделенной З. М. Старостиной (1954 г.). В аллотигенной части тяжелой фракции главную роль играет гранат, биотит, хлорит и апатит. Роль циркона уменьшается. Характерным для второй пачки является зеленоватый цвет пород, обусловленный присутствием в цементе хлорита.

Чонгургасская свита хорошо сопоставляется с аналогичными отложениями в других районах по массовому распространению минералов группы эпидота. В намской скважине ей соответствует сангарская свита, в районе низовьев р. Алдана — третья пачка угленосной свиты, в разрезе междуречья Благаса — Западная Градыга — батылхская свита. С последней чонгургасская свита обнаруживает большое сходство и по составу цементов в песчаных породах. Здесь также широким распространением пользуется ломонтитовый цемент, присутствующий вместе с хлоритовым. В верхней части батылхской свиты, так же как и в чонгургасской разреза по р. Чечуме, наблюдается незначительное количество эпидота и доминирующую роль начинает играть гранат. Отличительной особенностью батылхской свиты является присутствие в песчаниках верхней части свиты прослоев, обогащенных гравийным материалом, и галек кварца, кварцита, кислых эффузивов и песчано-сланцевых пород.

В вилюйской скважине чонгургасская свита по обилию эпидота хорошо сопоставляется с третьим горизонтом верхней юры и с первым — нижнего мела (А. Е. Киселев, 1956 г.). По данным В. В. Павлова (1958 г.), изучавшего спорово-пыльцевые комплексы верхнемезозойских отложений Сангарского района, выделенные Н. А. Болховитиной в вилюйской опорной скважине с глубины 2242—1658 м в верхнеюрский комплекс (второй и третий горизонты верхней юры) имеет много общих черт со вторым комплексом Сангарского района, в объем которого входят верхнеюрские отложения и, возможно, низы нижнего мела (по аналогии с комплексами кигиляхской свиты Булунского района). По данным определения флоры Н. Д. Василевской, второму комплексу, выделенному В. В. Павловым, соответствует верхняя подсвита джаской свиты верхнеюрского возраста и ынгырская нижнего мела. Кроме того, вызывает сомнение слишком большая мощность в вилюйской скважине верхнеюрских осадков (1550 м) и очень маленькая (280 м) — первого горизонта нижнего мела, который соответствует чонгургасской свите. Следовательно, отложения первого и второго горизонтов верхней юры вилюйской скважины, возможно, являются нижнемеловыми.

Эксеняхская свита Сангарского района хорошо сопоставляется с другими территориями по массовому появлению роговой обманки в тяжелой фракции. В намской скважине ей соответствует эксеняхская свита, в вилюйской — второй горизонт нижнего мела, а в районе междуречья Благаса — Западная Градыга — эксеняхская свита. В этом районе песчаники отличаются исключительно плохой сортировкой обломочного материала, наличием прослоев, обогащенных гравийным материалом и галек кварца, кварцитов, кварцевых порфиров, альбитофиров, редкой гальки гранитпорфира и пород верхоянского комплекса. Верхняя, обнаженная часть (около 200 м) горизонта сложена переслаиванием песчаников с пачками чередующихся прослоев алевролитов и алевритистых глин и пропластками угля мощностью 0,1—0,5 м.

В отдельных образцах второго горизонта нижнего мела среди аутигенных минералов содержится большое количество сидерита. То же отмечается и в эксеняхской свите разреза по р. Леписке.

Хатырыкская свита хорошо сопоставляется с намской свитой в вилюйской и намской скважинах по следующим признакам: 1) погрублению обломочного материала; 2) появлению прослоев конгломерата и рассеянных галек изверженных, метаморфических и осадочных пород; 3) присутствию сидеритовых конкреций; 4) резкой смене минералогического состава. Появляются в значительных количествах дистен и ставролит, широким распространением пользуются ильменит, гранат, эпидот, сфен. Кроме того, А. Г. Коссовской в основании свиты обнаружен прослой гранодиоритовых туфов и туфопесчаников мощностью около 4 м [9]. По-видимому, эти туфогенные породы соответствуют прослою туффита, встреченного в самых верхних слоях (на границе с хатырыкской свитой) в эксеняхской свите разреза по р. Леписке.

Тимердякская свита хорошо сопоставляется с таковой, вскрытой в намской скважине. Здесь наблюдается один и тот же комплекс аллотигенных минералов в тяжелой фракции. Основными минералами являются эпидот и цоизит, роговая обманка, ильменит, гранат и сфен.

Тимердякская свита, вскрытая в вилюйской скважине и в обнажениях центральной части Вилюйской впадины [17], содержит в основном черные рудные минералы (ильменит), гранат, циркон, дистен, в значительном количестве (до 4%) присутствуют ставролит и силлиманит. Роль эпидота и цоизита резко снижается (1—6%). Роговые обманки встречаются в незначительном количестве.

### Некоторые соображения об источниках сноса

Изучение минералогического состава юрских и меловых пород в исследованном районе позволяет сделать некоторые предположения об источниках питания.

Для юрских и частично нижнемеловых (ынгырская свита) отложенный характерен определенным комплексом минералов. Полевые шпаты преобладают над кварцем; среди первых доминируют кислые плагиоклазы. В аллотигенных минералах тяжелой фракции основное значение имеют гранат, циркон, апатит и биотит. В небольшом количестве присутствуют черные рудные (преобладает ильменит), турмалин, рутил. Местами значительного содержания достигают сфен и эпидот. Процент выхода тяжелой фракции ничтожный.

Рассмотренный комплекс минералов, по данным А. Е. Киселева (1957 г.), М. В. Бархатовой (1956 г.), А. Г. Коссовской [9] и З. М. Старостиной (1954 г.), характерен для всей южной части Ленского угленосного бассейна, что свидетельствует о едином источнике питания.

Состав минералов в Сангарском районе показывает, что основное поступление обломочного материала в юрское и в начале нижнемелового (валанжин) времени происходило за счет размыва кислых изверженных (граниты, гранодиориты) и частично метаморфических (гнейсы и др.) пород, которые, по данным Д. С. Коржинского [8], широко распространены в пределах Алданского щита.

Обогащение отдельных горизонтов эпидотом и сфеном и повышенное содержание их в разрезе по р. Леписке (северо-западный участок) указывают на то, что, кроме основного, южного источника, существовал дополнительный — северо-западный. Это подтверждается и тем, что в Жиганском районе, по данным А. Е. Киселева (1957 г.), в юрских отложениях широким распространением пользуются минералы группы эпидота и сфен.

В нижнемеловое время, в период формирования отложений чонгургасской свиты (готерив-баррем), происходит резкая смена источника питания. Доминирующее распространение приобретают минералы группы эпидота, в значительном количестве появляется сфен, ильменит, постоянно присутствует ортит. Остается высоким содержание граната. Существенно сокращается количество циркона и биотита. Соотношение кварца и полевых шпатов и состав последних остается тождественен юрским отложениям, но среди плагиоклазов значительная часть эпидотизирована и сосюртитизирована. В песчаниках появляются многочисленные обломки пород, обогащенных цоизитом и эпидотом. Резко увеличивается выход тяжелой фракции. Это свидетельствует о том, что на границе валанжина и готерив-баррема в областях питания произошли восходящие движения и в результате разрушения кристаллического комплекса пород, богатого эпидотом, на рассматриваемую территорию началось поступление обильного обломочного материала.

Минералогическая ассоциация, богатая эпидотом, выдерживается в Вилуйской впадине, в районах пос. Намцы и нижнего течения р. Алдан, в окрестностях г. Якутска. В разрезе по р. Чечуме (восточный участок на исследованной площади), в верхних горизонтах чонгургасской свиты, эпидот отсутствует. То же отмечает А. Г. Коссовская (1954 г.) для района правых притоков р. Алдан — Восточная и Западная Градыга. Это, вероятно, связано с удаленностью источника питания.

По отсортированности обломочного материала, крупности зерна и количеству обломков пород, богатых эпидотом в песчаниках ближе всех к источнику питания находился участок Сангарского каменноугольного месторождения. Следовательно, обломочный материал в результате разрушения кристаллических пород, богатых эпидотом, поступал с юга или юго-запада, возможно, с Байкало-Патомской горной страны и из области Станового хребта. Сильное обогащение глинистых и песчаных пород минералами тяжелой фракции, среди которых доминируют эпидот, цоизит и в значительной степени сфен, заставляют предполагать наличие более близких областей размыва. Кислые изверженные породы продолжают поставлять обломочный материал, но роль его резко сокращается.

В эксеняхское время (апт-альб) на эпидотовую ассоциацию минералов накладывается роговообманковая. Вместе с этим увеличивается процент выхода тяжелой фракции. Содержание роговой обманки возрастает постепенно снизу вверх по разрезу. Состав минералов легкой фракции остается прежним.

В это время в породах появляется примесь пирокластических средних плагиоклазов, количество которых на леписском участке возрастает к верхам разреза и заканчивается прослоем туффита. Пирокластический материал последнего связан с магмой среднего (андезитового) состава. Это свидетельствует о вулканической деятельности, вероятно, в области Верхоянского хребта.

В начале формирования хатырыкской свиты [альб-сеноман (?)] продукты размыва кристаллических пород, богатые эпидотом, временно перестают поступать. В комплексе тяжелых минералов появляются дистен и ставролит. Вместе с этим меняется состав породообразующих минералов. Несколько увеличивается количество кварца, среди полевых шпатов резко возрастает содержание калиевых разностей (ортоклаз). Наблюдается увеличение крупности зерна (песчано-гравийные прослои) и присутствие галек метаморфических, изверженных и осадочных пород; последние, по-видимому, верхоянского комплекса.

Все это говорит о том, что в новых областях питания произошли горообразовательные процессы. Источником питания становятся метаморфические породы, содержащие дистен, ставролит и калиевые полевые шпаты. В это же время, вероятно, поступал обломочный материал и с Верхоянской горной страны. Во время формирования более верхних горизонтов хатырыкской свиты, кроме указанных источников сноса, снова начинает поступать обломочный материал древних кристаллических пород, богатых эпидотом.

В тимердяхское время (предположительно сантон-туронское), так же как и в эксеняхское, наблюдается наложение на эпидотовую ассоциацию минералов роговообманковой ассоциации. Причем количество роговой обманки также постепенно увеличивается снизу вверх по разрезу. В том же направлении исчезает дистен и ставролит, а вместе с ними уменьшается количество калиевых полевых шпатов и снова начинают доминировать кислые плагиоклазы.

Многочисленные обломки глинистых, кремнистых, хлоритовых пород и алевролитов, а также состав галек свидетельствуют о более интенсивном поступлении продуктов разрушения верхоянского комплекса, что говорит о наличии дополнительного источника питания на востоке. Прослойки туфов в верхнемеловых отложениях указывают на продолжение вулканической деятельности в области верхоянской горной страны.

По данным В. И. Муравьева (1956 г.), в верхнемеловых отложениях центральной части Вилюйской впадины встречаются пачки песчаников, в которых содержание дистена доходит до 30—35%. Особенно обогащены им отложения в районе кемпендяйских дислокаций. Здесь ставролит и дистен наблюдаются для всего разреза мезозоя. Это доказывает, что источником дистена и ставролита могли служить дистеновые сланцы, развитые в пределах Байкало-Патомской горной страны.

В разрезе по р. Леписке содержание дистена не превышает 8%, ставролита 4%. Чаше они встречаются в меньшем количестве. Это подтверждает вывод В. И. Муравьева о поступлении дистена и ставролита с юго-запада. Вместе с ними, по-видимому, поступали калиевые полевые шпаты.

Роговая обманка широко распространена в нижнемеловых (эксеняхская свита) и верхнемеловых (тимердяхская свита) осадках. В эксеняхской свите она присутствует в центральной части Вилюйской впадины [17] (А. Е. Киселев, 1957 г.), в устье р. Вилюя, в районе Сангарского каменноугольного месторождения, в обнажениях по р. Чечуме (нижнее течение), в районе нижнего течения р. Алдана и Приякутском районе [9] (З. М. Старостина, 1954 г.), в районе пос. Намцы (М. В. Бархатова, 1956 г.). Отсутствует роговая обманка лишь в разрезе по р. Леписке, что связано, вероятно, с удаленностью источника питания.

В верхнем мелу роговая обманка наблюдается в разрезе по р. Леписке и в районе пос. Намцы. В центральной части Вилюйской впадины она отсутствует. Во всех указанных разрезах и в нижнем мелу, и в верхнем группа амфиболов в основном представлена одними и теми же разновидностями (преимущественно обыкновенной роговой обманкой, в меньшем количестве присутствуют минералы из серии тремолит-актинолита). По всей вероятности, поступление роговой обманки следует связывать с поступлением материала с юга или юго-востока. Возможно, источником питания являлись роговообманковые гнейсы и амфиболиты архейского комплекса, которые, по данным Д. С. Коржинского [8], пользуются широким развитием в восточной половине Станового хребта. Может быть существовал и более близкий источник сноса роговой обманки.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, М., 1950.
2. Василевская Н. Д. Стратиграфия и флора мезозойских угленосных отложений Сангарского района Ленского угленосного бассейна. Труды Ин-та геол. Арктики, т. 105, 1959.
3. Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба. Региональная стратиграфия СССР, т. 3, М., 1958.
4. Жемчужников Ю. А. Косая слоистость и ее геологическая интерпретация. Госгеолиздат, М., 1940.
5. Зарицкий П. В. Карбонатные конкреции угленосных отложений как показатели фациальных условий осадконакопления. Докл. АН СССР, т. 110, № 4 1956.
6. Иванов Г. А. Закономерности строения, образования и измерения угленосных отложений (формаций). Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. докт. геол.-минерал. наук, Л., 1957.
7. Карюкина В. Н. Определение рН суспензии минералов. Госгеолиздат, М., 1953.
8. Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. Стратиграфия СССР, т. 1. Изд. АН СССР, 1939.
9. Коссовская А. Г. История мезозойского осадконакопления в Западном Верхоянии и Билуйской впадине. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1958.
10. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер изменений обломочного биотита в процессе эпигенеза. Докл. АН СССР, т. 101, № 3, 1955.
11. Ларсен Е. и Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. ОНТИ НКТП СССР, М. — Л., 1937.
12. Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбонатных пород. Докл. АН СССР, т. 106, № 5, 1956.
13. Логвиненко Н. В. Минералы и процессы минералообразования в осадочных породах. Минерал. сборн. Львовск. геол. общ. при Львовск. гос. университете, № 6, 1952.
14. Маландин М. М. Новые данные по стратиграфии и угленосности Сангарского района Ленского угленосного бассейна. Труды Ин-та геол. Арктики, т. 89, 1956.
15. Методы изучения осадочных пород, т. 1. Госгеолтехиздат, 1957.
16. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Гостоптехиздат, 1957.
17. Муравьев В. И. Литологическая характеристика верхней континентальной толщи центральной и западной частей Вилюйской котловины. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1956.
18. Павлов В. В. О палинологическом обосновании возраста угленосных отложений в районе нижнего течения реки Леписке (Сангарский район Ленского угленосного бассейна). Сб. стат. по палеонтол. и биостр., вып. 3, Изд. Ин-та геол. Арктики, Л., 1957.
19. Преображенский И. А. Минералы осадочных пород. Гостоптехиздат, 1954.
20. Рентгартен Н. В. Новообразование минералов титана в песчаных породах угленосных свит. Докл. АН СССР, т. 102, № 1, 1955.
21. Рентгартен Н. В. Цеолитовые и цеолитсодержащие осадочные породы. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. 2. Гостоптехиздат, 1958.
22. Спиро Н. С. Химический состав пермских глинистых отложений и связь его с фациальными условиями осадкообразования. Труды Ин-та геол. Арктики, т. 98, 1959.
23. Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Издательство АН СССР, 1954.
24. Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1953.
25. Херасков Н. П. и Колосов Д. И. Геология и геоморфология Западного Верхоянья. Труды ВИМС, вып. 116, 1938.