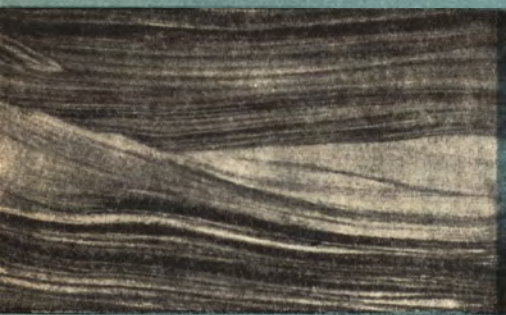


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

В. И. КОПОРУЛИН

**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ,
ФАЦИИ И УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ
УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
ИРКУТСКОГО БАСЕЙНА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

V. I. KOPORULIN

MATERIAL COMPOSITION, FACIES
AND FORMATION CONDITIONS
OF COAL MEASURES IN THE
CENTRAL PART
OF IRKUTSK BASIN

Transactions, vol. 160

PUBLISHING OFFICE «SCIENCE»

MOSCOW, 1966

В. И. КОПОРУЛИН

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ФАЦИИ
И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
ИРКУТСКОГО БАССЕЙНА

Труды, вып. 160

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
К. И. Кузнецова, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

П. П. Тимофеев

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. Peive* (Chief Editor),
K. I. Kuznetzova, V. V. Mennner, P. P. Timofeev

RESPONSIBLE EDITOR

P. P. Timofeev

ВВЕДЕНИЕ

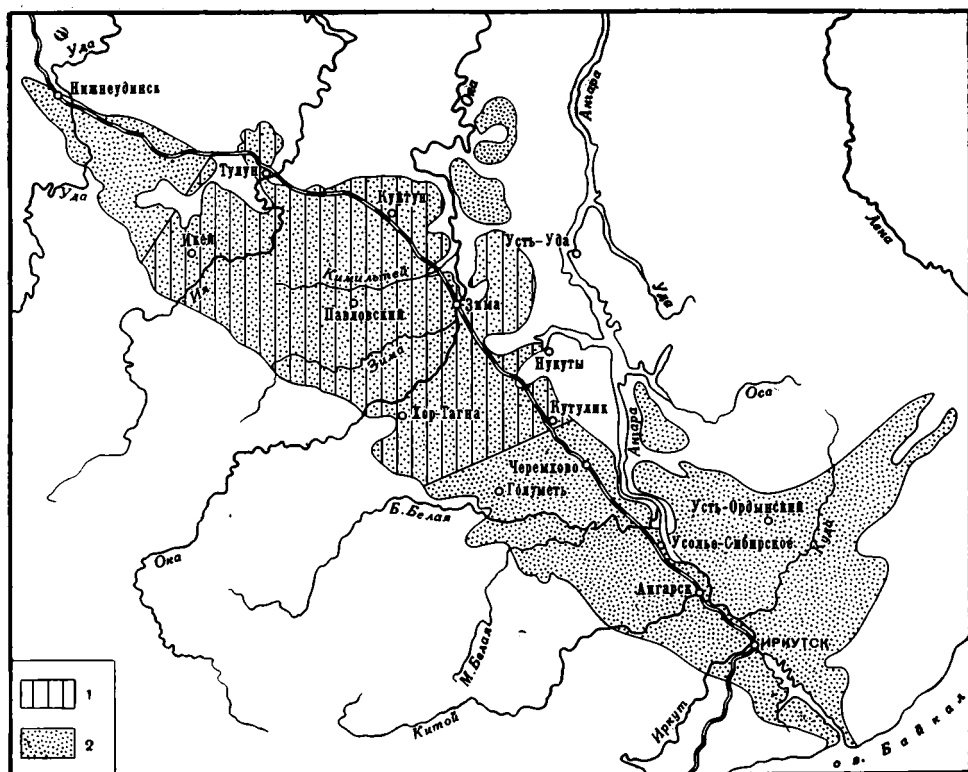
В настоящее время накоплен значительный фактический материал, характеризующий особенности процессов седиментогенеза, диагенеза и эпигенеза и их роль в породообразовании. Однако до сих пор проблема литогенеза далека от своего разрешения и продолжает оставаться в центре внимания литологов. Обычно вопросы накопления осадков и их превращения в горные породы решаются на различных объектах. Одни исследователи обращают основное внимание на выявление особенностей седиментогенеза, другие занимаются изучением процессов диагенеза и третьи концентрируют усилия на познании эпигенеза. Работы, где одинаково детально разбирались бы особенности всех трех стадий, встречаются редко. Между тем именно такой подход может дать максимально достоверные сведения об истории накопления осадков и их превращения в современные горные породы, позволит оценить влияние различных факторов, воздействующих на осадок и горную породу.

Угленосные формации являются весьма благодатным объектом для решения некоторых общих вопросов литогенеза. Для них разработана методика детального литолого-фациального анализа, позволяющего с высокой степенью надежности устанавливать генезис отдельного слоя, горизонта, пачки, всей толщи и реконструировать на этой основе палеогеографические обстановки прошлых эпох. Общие палеоклиматические и палеотектонические условия накопления угленосных формаций известны довольно хорошо. Благодаря этому исследователь, занимающийся изучением угленосных формаций, может подойти к познанию процессов литогенеза с двух сторон. Во-первых, в его распоряжении имеется конечный результат всех процессов — горные породы в их современном облике, а во-вторых, он может довольно уверенно судить об условиях накопления исходного осадка.

В задачу настоящей работы входило на основе разностороннего изучения пород угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна (фиг. 1) восстановить по возможности полно всю историю ее формирования, от самых ранних этапов до настоящего момента. В процессе работы был использован комплекс различных методов изучения: литолого-фациальный анализ, различные методики выявления особенностей вещественного состава, характера вторичных преобразований.

Работы проводились в 1956—1963 гг. Они явились частью темы «Угленосные формации и их эволюция в истории Земли», разрабатываемой в Геологическом институте АН СССР под руководством П. П. Тимофеева.

Основным объектом исследования являлся керн буровых скважин. Поисковые и разведочные работы в этом районе велись в широком масштабе геологоразведочными партиями Иркутского геологического управления Государственного геологического комитета РСФСР. Автором было описано около 90 скважин, что составляет 13 000 м керна. Извест-



Фиг. 1. Схематическая карта Иркутского бассейна.

1 — области распространения угленосных осадков; 2 — изученная территория

ную помощь при палеогеографических реконструкциях оказал анализ разрезов скважин, составленных работниками геологоразведочных партий.

В процессе изучения керна основное внимание обращалось на выделение по комплексу первичных генетических признаков пород литогенетических типов и фаций. Характер смены литогенетических типов отложений и фаций в разрезе был положен в основу выделения циклов и обстановок осадконакопления. Эти материалы были использованы при построении палеогеографических карт.

Минералого-петрографическое изучение пород включало просмотр шлифов (свыше 1000) и исследование минералов тяжелой и легкой фракций. Глинистые породы, а также глинистая фракция алевролитов и песчаников изучались в насыпных и ориентированных препаратах под микроскопом, рентгенографически и некоторыми другими методами. Материалы этих исследований были использованы при выявлении источников сноса обломочного материала, учете диагенетических и эпигенетических преобразований осадков и пород. В процессе работы были использованы данные П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой о составе и условиях накопления каменных углей, присутствующих в разрезе угленосной толщи.

Исследования проходили под непосредственным научным руководством П. П. Тимофеева, которому автор приносит свою большую благодарность. Значительную помощь при разработке некоторых вопросов оказали Л. Н. Ботвинкина, А. Г. Коссовская, А. П. Феофилова, В. Д. Шутков, которым автор, пользуясь случаем, выражает глубокую признательность.

ИСТОРИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ИРКУТСКОГО БАСЕЙНА

Первые систематизированные сведения о литологии, угленосности, особенностях строения разреза мезозойских отложений центральной части Иркутского бассейна появились благодаря исследованиям М. К. Коровина (1924, 1927а, 1930), Ю. А. Жемчужникова (1924, 1927, 1929), Ф. Ф. Оттена (1934а, б; Оттен, Деев, 1937). Они основаны на результатах маршрутных описаний, геологического картирования и ограниченных поисково-разведочных работ на уголь. Большинство исследователей концентрировало свое внимание на изучении северо-восточной части территории, прилегающей к линии Транссибирской железной дороги. В результате этих работ утвердилось представление о континентальном генезисе угленосных отложений; считалось, что накопление осадков происходило в озерных условиях.

Интенсивное изучение угленосных отложений всего бассейна, включая и его центральную часть, было начато в конце 40-х и 50-х годов после постановки здесь систематических геологоразведочных работ на уголь. Они осуществлялись разведочными партиями Восточно-Сибирского (ныне Иркутского) геологического управления Государственного геологического комитета РСФСР и бывшего Иркутского геологоразведочного треста Министерства угольной промышленности СССР.

В ходе работ был получен обширный материал, характеризующий главные особенности литологического состава толщи, ее угленосности, строения пластов угля и их выдержанности на площади. Эти данные были отражены в отчетах, написанных работниками геологоразведочных партий. В некоторых из них приведены сведения о минералогическом составе обломочных и глинистых пород, даны немногочисленные описания шлифов и тяжелых фракций. В большинстве отчетов указывается, что накопление угленосной толщи осуществлялось в озерных обстановках; характеристика фациального состава толщи и распределения фаций в разрезе и на площади не приводится.

В отчете Тиреть-Зиминской геологоразведочной партии Иркутского государственного управления (ИГУ) за 1958 г. впервые приведена развернутая характеристика фаций угленосной толщи Новометелкинского месторождения, написанная автором настоящей работы, и приложен атлас фотографий, характеризующий осадки различных фаций. При этом выделены следующие группы фаций: аллювиальная, озерная, болотная, элювиально-делювиальная, пролювиальная.

Попытка сведения результатов разведочных работ принадлежит Ю. П. Дееву (1940, 1957, 1962). Он сформулировал некоторые общие

для всего бассейна закономерности строения, стратиграфии и условий накопления толщи. В общем виде они заключаются в следующем.

1. Иркутский бассейн на протяжении всей своей истории представлял самостоятельную структуру. Осадконакопление в нем осуществлялось вне всякой связи с накоплением разновозрастных угленосных толщ в смежных регионах Сибирской платформы — Канско-Ачинском и Вилуйском бассейнах.

2. Современная граница распространения угленосной толщи, обращенная к центру Сибирской платформы, является эрозийной. В прошлом угленосные осадки распространялись значительно дальше на север, но были уничтожены послекюрской эрозией или сохранились в виде отдельных пятен. В той части бассейна, которая обращена к Восточному Саяну, современная граница толщи близка к первоначальной. Отдельные островки юрских пород, известные в Восточном Саяне, накапливались в небольших структурах, не являвшихся частью Иркутского бассейна.

3. Формирование угленосных осадков происходило в озерных условиях. На территории бассейна существовала сеть крупных и малых озер, соединяющихся реками с медленными течениями. Имели место два направления сноса: с юго-востока (с Байкальского нагорья) и с северо-запада (междуречье Ии и Бирюсы). В районе р. Оки обе системы сливались вместе и направлялись на северо-восток. Здесь же в озерные водоемы впадала крупная река — «палео-Ока», стекавшая с Восточного Саяна.

4. Особенности режима осадконакопления позволяют выделить в пределах бассейна и на смежных территориях три крупные тектонические зоны: платформенную, субгеосинклинальную и внутрисводовых впадин. Платформенная, тектонически устойчивая, зона охватывает северо-восточную окраину бассейна. Она характеризуется пониженными мощностями разреза (не более 200 м) и высокой общей угленосностью. Среди осадков преобладают алевроитовые и мелкопесчаные разности.

Для субгеосинклинальной зоны, прилегающей к Восточному Саяну и Байкальскому нагорью, характерны большие скорости прогибания, значительно увеличенные мощности разреза и сравнительно низкая угленосность; последнее обусловлено возрастанием мощностей всех межугольных горизонтов. В субгеосинклинальной зоне накапливались более грубозернистые разности пород, чем в платформенной: помимо алевролитов — также средне- и крупнозернистые песчаники и гравелиты, иногда конгломераты. Зона внутрисводовых впадин схватывает горные сооружения Прибайкалья и Восточного Саяна. Она близка по интенсивности прогибания к субгеосинклинальной и отличается от нее накоплением в основном конгломератов, гравелитов, общей мощностью несколько сотен метров.

5. В начальные моменты формирования угленосной толщи большое влияние на процессы седиментации оказывали неровности доюрского рельефа. Процесс осадконакопления начинался в первую очередь в понижениях рельефа и лишь постепенно распространялся на поднятия. Каждое такое понижение рельефа, по терминологии Ю. П. Деева, представляло самостоятельную седиментационную структуру. Неравномерность накопления осадков в понижениях и повышениях рельефа и последующее их уплотнение приводило к появлению наклона слоев от участков доюрских поднятий в сторону понижений и не зависело от тектонических движений. Особенно большое влияние на режим осадконакопления имели седиментационные структуры в платформенной зоне.

6. Угленосные отложения обнаруживают отчетливую цикличность строения. Ю. П. Деев считал возможным использовать это явление для установления фактов размыва и переотложения осадков.

Изучением тектонического строения Иркутского бассейна занимался А. С. Стругов (1955). По его мнению, Иркутский бассейн представляет предгорный прогиб, сформировавшийся в результате погружения переходной зоны между горным сооружением Восточного Саяна и Сибирской платформой. А. С. Стругов отмечает отчетливую асимметрию в строении прогиба: наибольшие углы наклона характерны для его юго-западного борта, обращенного в сторону Восточного Саяна; северо-восточный борт, обращенный к Сибирской платформе, обладает пологими углами наклона. Наиболее погруженная часть бассейна представляет собой собственно передовой прогиб, пологая же северо-восточная — его платформенную часть. А. С. Стругов указал на присутствие в пределах бассейна нескольких тектонических поднятий и впадин. Среди последних выделены Иркутская, Ныгдинская, Новометелкинская. Новометелкинская впадина смыкается с обширной депрессией, уходящей на северо-запад, вплоть до левобережья р. Ии. У А. С. Стругова она не получила самостоятельного наименования. Среди поднятий указываются Бельский и Аларский валы. Кроме крупных структурных элементов, поверхность палеозойских пород осложнена неровностями эрозионного происхождения. Формирование структуры палеозойского основания, по мнению А. С. Стругова, началось до накопления угленосной толщи и продолжалось во время формирования осадков. А. С. Стругов считал, что седimentация осуществлялась в основном в озерных водоемах, хотя определенную роль в древнем ландшафте играли реки, разобщенные между собой, но имевшие общий базис эрозии.

Характеристику условий накопления осадков в северо-западной части Иркутского бассейна приводит А. В. Ильяхина (1961). Ее работа содержит краткое описание различных литологических типов пород и фаций. Среди последних выделены следующие группы: аллювиальная, озерная, болотная, подножий горных склонов. А. В. Ильяхина отмечает наличие в разрезе толщи явлений ритмичности. Для ритмов характерны следующие особенности строения: 1) асимметрия — хорошее развитие нижней части ритма и слабое — верхней; 2) постепенность перехода от наиболее грубозернистых пород основания ритма к тонкозернистым породам его верхней части; 3) уменьшение мощности ритмов от базальных горизонтов толщи вверх по разрезу; 4) сложность строения и наличие внутри крупных ритмов более мелких, второго и третьего порядков.

В работе были приведены две палеогеографические карты, рисующие обстановки накопления угленосных осадков в первую и вторую половины эпохи формирования толщи. По мнению А. В. Ильяхиной, большая часть территории к югу от г. Тулуна в юрское время была занята речной системой, включавшей серию нешироких долин северо-западного простирания. На юге эта система была ограничена горными отрогами Восточного Саяна, к которым примыкала полоса осадков подножий склонов. На севере борт долины проходил по отпрепарированным трапповым массивам. Юрские отложения, расположенные к северу от Тулуна, не были связаны с этой системой долин, а формировались в самостоятельном бассейне. А. В. Ильяхина считает, что во время накопления угленосных осадков имели место два направления сноса обломочного материала: с юга — с Восточного Саяна, и с севера — с Сибирской платформы.

Решению некоторых частных вопросов формирования угленосных осадков в окрестностях Тулуна посвящены работы А. Ф. Китайника (1958), С. А. Кашика и В. А. Бронникова (1962). А. Ф. Китайник основное внимание уделил минералогическому составу тяжелой фракции угленосных осадков. Автор показал, что основную часть ее составляет ильменит, в то время как другие минералы — магнетит, гематит, лимонит, гранаты (пироп и альмандин), пироксены, турмалин, циркон, оли-

вин, корунд, хромдиопсид — присутствуют в незначительных количествах. По мнению А. Ф. Китайника, угленосные отложения этого района представляют осадки озерно-болотного или лагунного типа. С. А. Кашика и В. А. Бронникова интересует происхождение юрских мономинеральных кварцевых песков в окрестностях Тулуна. Отметив резкое преобладание в составе легкой фракции кварца, низкое содержание минералов тяжелой фракции (пироксена, граната, ставролита и др.) и почти полное отсутствие глинистого материала, авторы связали эти особенности вещественного состава с характером обстановки формирования осадков. Основным источником обломочного материала являлись породы ордовика; среди них, наряду с алевроито-глинистыми разностями, в большом количестве присутствовали кварцевые песчаники; определенную роль как источники обломочного материала играли массивы траппов.

Реки, дренировавшие район, прорезали тела траппов и вырабатывали узкие каньонообразные долины, где скорости течения были очень высокие. Когда река вырывалась из такой долины, скорости течения падали и в этих участках происходило интенсивное накопление песчаного материала, в то время как глинистая взвесь уносилась дальше. Смена мономинеральных кварцевых песков полиминеральными вверх по разрезу была обусловлена начавшимся размывом других комплексов пород, имевших полимиктовый состав.

Большой материал по литологии, особенностям строения, фациальному составу угленосной толщи и его изменению в разрезе и на площади был собран и обработан П. П. Тимофеевым. Этот исследователь проводил свои работы в пределах обширной территории, включавшей Иркутский и Канско-Ачинский бассейны. Им были использованы данные по геологии юрских отложений юго-восточной части Западно-Сибирской низменности и смежных районов Сибирской платформы. Анализ всех данных позволил ему решить ряд вопросов стратиграфического расчленения и увязки угленосных отложений в этом регионе и восстановить палеогеографию времени их накопления (Тимофеев, 1962, 1963а, б; Копурулин, Тимофеев, 1962; Тимофеев, Еремеев, 1964). П. П. Тимофеев считает, что в юрскую эпоху Иркутский и Канско-Ачинский бассейны были непосредственно связаны между собой и составляли части единой области седimentации. Вся территория юга Сибирской платформы представляла собой единую тектоническую структуру — Ангаро-Чулымский прогиб, оформившийся в мезозойское время. Прогиб открывался в сторону современной Западно-Сибирской низменности. Он сформировался на тектонически гетерогенном основании и по своей природе может рассматриваться как синеклиза древней платформы.

Заложение прогиба началось в нижнеюрское время на крайнем северо-западе — в Канско-Ачинском бассейне; лишь на более поздних этапах прогибание захватило Иркутский бассейн и южные части Сибирской платформы. В соответствии с этим осадконакопление на данной территории развивалось постепенно в направлении с северо-запада на юго-восток, в сторону Байкальской горной страны, и на северо-восток, в пределы Непско-Катангского плоскогорья.

В послемезозойскую эпоху Ангаро-Чулымский прогиб прекратил свое существование как единая структура и распался на ряд поднятий и впадин. Среди последних наиболее значительны Тегульдетская, Чулымо-Енисейская, Канско-Тасеевская, Рыбинская, Карабуло-Мурская и Иркутская.

Угленосная толща, выполняющая Ангаро-Чулымский прогиб, по мнению П. П. Тимофеева, представляет единую формацию. Она имеет неодинаковый фациальный состав в пределах этой территории. В северо-западной ее части (Канско-Ачинский бассейн) большое развитие

имеют бассейновые (фации заливно-лагунного побережья), дельтовые, болотные и аллювиальные отложения. На юго-востоке (Иркутский бассейн и особенно его юго-восточная часть) широко представлены континентальные осадки, в первую очередь аллювиальные и в меньшей степени озерные и болотные. Основная река пра-Ангара, протекавшая в эту эпоху по территории Иркутского бассейна, имела направление с юго-востока на северо-запад, т. е. из области Байкальской горной страны к Канско-Ачинскому бассейну. На своем пути она принимала ряд притоков, стекавших с Восточного Саяна и Сибирской платформы.

Согласно схеме П. П. Тимофеева, центральная часть Иркутского бассейна находилась в придельтовой части обширной аллювиальной равнины. Здесь не было еще типичных дельтовых обстановок, однако дельты рек, протекавших в ее пределах, располагались в непосредственной близости на северо-западе.

В последнее время появились работы коллектива геологов Иркутского геологического управления, посвященные характеристике литогенетических типов и фаций, а также палеогеографии времени накопления угленосной толщи.

Первая работа принадлежит Н. Н. Виниченко и С. А. Кашику (1963). В ней приводится краткое описание литогенетических типов, слагающих угленосную толщу. Выделяются следующие комплексы фаций: 1) элювиально-делювиальный; 2) пролювиальный; 3) руслового аллювия; 4) пойменный; 5) озерный и озерно-болотный. Вторая работа (Виниченко и др. 1963) посвящена описанию палеогеографии накопления угленосных осадков. Она содержит схематические палеогеографические карты для заларинского, черемховского и присаянского времени. На картах изображены области распространения различных фаций горного руслового аллювия, равнинного аллювия со слабым и широким развитием пойменных осадков, а также озерных, элювиально-делювиальных, пролювиальных фаций.

В заларинское время, как считают авторы, существовали две крупные области осадконакопления: юго-восточная — от озера Байкал до правобережья Белой — и северо-западная — от левобережья Оки до Нижнеудинска. Обе были разделены крупным поднятием палеозойских пород. Питание обломочным материалом первой области осуществлялось в основном из районов Забайкалья и Прибайкалья, в меньшей степени из прилежащих участков Восточного Саяна. Во вторую область обломочный материал поступал только из древних сооружений Восточного Саяна. Никаких указаний на направление стока и положение источников питания обломочным материалом территории Иркутского бассейна в черемховское и присаянское время авторы не приводят.

Обзор литературных данных показывает, что большинство исследователей не дает однозначного ответа на вопрос об условиях накопления и о минералого-петрографическом составе пород. Существующие данные носят нередко весьма противоречивый характер. Рассмотрением всей суммы процессов литогенеза угленосной толщи этого региона никто не занимался.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Район исследований, как и весь Иркутский бассейн, расположен по южной окраине Иркутского амфитеатра Сибирской платформы, в зоне смыкания его внутреннего поля с краевой антеклизой Восточного Саяна.

На изученной территории и смежных участках Иркутского амфитеатра развиты юрские угленосные осадки, а также более древние (докембрийские, кембрийские, ордовикские) и более молодые (кайнозойские) отложения.

ДОЮРСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Среди доюрских образований выделены следующие литолого-петрографические комплексы: 1) глубокометаморфизованные породы архея и отчасти нижнего протерозоя; 2) протерозойские породы средней и низкой степени метаморфизма; 3) терригенные и карбонатные породы, относимые к венду (верхи позднего докембрия); 4) преимущественно карбонатные и карбонатно-сульфатные, нередко соленосные породы кембрия; 5) существенно терригенные породы ордовика; 6) траппы, время внедрения которых падает на конец перми — триас.

Комплекс глубокометаморфизованных пород архея и нижнего протерозоя

В состав комплекса входят разнообразные парагнейсы (биотитовые, гранатово-биотитовые, биотитово-силлиманитовые, биотитово-роговообманковые, пироксеновые, плагиогнейсы), кристаллические сланцы, кварциты, мрамры. Они развиты в Восточном Саяне, т. е. в непосредственной близости от границы юрских осадков. Их возраст в основном архейский, но в некоторых районах (бассейны рек Уды, Бирюсы и др.) эти породы слагают также и нижнюю часть протерозоя. Изверженные породы представлены основными и ультраосновными разностями, подвергшимися глубокому метаморфизму и превращенными в ортоамфиболиты. Широко развиты также аляскитовые гранитоиды, испытавшие огнейсование и интенсивный катаклиз.

Минералогический состав ортогнейсов, образовавшихся за счет метаморфизма древних гранитов, характеризуется присутствием калиевых полевых шпатов (микроклин), плагиоклаза (кислый олигоклаз), кварца, биотита, а среди аксессуарных — апатита, граната, рудных минералов; как вторичные минералы присутствуют хлорит, в малых количествах

мусковит. Подобный состав имеют и граниты, слабее подвергшиеся метаморфизму и сохранившие в значительной степени первоначальную структуру (Карасев, 1959).

Комплекс протерозойских пород средней и низкой степени метаморфизма

Этот комплекс, как и предыдущий, развит в Восточном Саяне. Он включает пестрый набор различных пород, характеризующихся более низким метаморфизмом, чем архейские: разнообразные сланцы (биотитовые, гранатово-биотитовые, биотитово-андалузитовые, кварцево-слюдистые, филлитовидные, карбонатно-глинистые, глинистые с хлоритом и серицитом), филлиты, кварциты, кристаллические известняки. Общая мощность осадочных образований протерозоя несколько тысяч метров.

Помимо осадочных пород, в составе комплекса широко представлены изверженные породы. Так, в верховьях р. Ии известна толща кислых эффузивов и их туфов, относимых к среднему протерозою (сублукская свита). Известны также и интрузивные породы: основные и ультраосновные, обычно амфиболизированные, и серые биотитовые, двуслюдяные или роговообманковые гранитоиды.

Комплекс терригенных и карбонатных пород венда (верхи позднего докембрия)

Комплекс установлен по северо-восточной окраине Восточного Саяна. К нему отнесены осадочные образования карагасской и оселочной свит. В состав комплекса входят терригенные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты) и карбонатные породы (доломиты). Породы обычно имеют пеструю окраску: розовую, красную, лилово-коричневую, зеленую. Суммарная мощность их достигает 2500—3000 м.

Минералого-петрографическая характеристика пород карагасской и оселочной свит ограничена. И. П. Карасев (1959) указывает на преимущественно полевошпатово-кварцевый состав терригенных пород, низкое содержание слюд, хлорита, а в составе тяжелой фракции — на преобладание устойчивых компонентов (ильменита, турмалина, рутила, циркона) над неустойчивыми (эпидотом, роговой обманкой и др.). Для циркона характерна заметно окатанная форма зерен. Полевые шпаты сильно изменены в результате выветривания. Я. К. Писарчик (1963) изучила ушakovскую свиту (аналог оселочной свиты), развитую в южном Присаянье и центральной части Иркутского амфитеатра (район Тырети, Кутулика). Во всех разностях пород она установила высокое содержание биотита — крупные чешуйки или тонкоагрегатная масса, играющая роль цемента. Характеристика других обломочных минералов (породообразующих и аксессуарных), приводимая Я. К. Писарчик, сходна с характеристикой И. П. Карасева.

Комплекс преимущественно карбонатных и карбонатно-сульфатных, нередко соленосных пород кембрия

Кембрийские осадочные отложения широко развиты в Иркутском амфитеатре. В некоторых случаях они непосредственно подстилают угленосную толщу. К этому комплексу отнесены отложения усть-тагульской (мстской), введенской (усольской), бельской, булайской, ангарской и верхленской свит.

Самая нижняя из названных свит — усть-тагульская (мотская) состоит из красноцветных терригенных пород: мелко- и среднезернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов, чередующихся с прослоями доломитов; ее мощность 300—500 м. Существенно терригенный состав имеет и самая верхняя — верхоленская свита: красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, заключающие доломитовые мергели с гипсами или ангидритами; ее мощность достигает 500 м. Введенская (усольская), бельская, булайская свиты представлены доломитами, известняками, горизонтами каменной соли, ангидритами, гипсами. Каменная соль сконцентрирована главным образом в усольской свите. Суммарная мощность осадков этих свит достигает 1000—1500 м.

По данным Я. К. Писарчик (1963), терригенные породы усть-тагульской (мотской) свиты характеризуются преобладанием кварца при подчиненных количествах заметно выветрелых полевых шпатов (микроклина, кислых плагиоклазов), слюд (биотита и мусковита), обломков метаморфических и изверженных пород. В некоторых случаях сильно разложившийся биотит (хлоритизированный или окисленный) преобладает над кварцем. Акцессорные минералы представлены устойчивыми разностями — цирконом, апатитом, турмалином, рутилом, ильменитом. Роль цемента в песчано-алевритовых разностях играет гидрослюдистая глинистая масса, ее содержание невысокое. Гидрослюдистый состав имеет и глинистая фракция аргиллитов.

Обломочные породы, входящие вместе с карбонатными, сульфатными и соленосными в состав введенской (усольской), бельской, булайской, ангарской свит, имеют в основном кварцевый, реже кварцево-полевошпатовый состав, слюды присутствуют в небольшом количестве; тяжелая фракция представлена высокоустойчивыми минералами: ильменитом, цирконом, турмалином, рутилом. Терригенные осадки верхоленской свиты, судя по материалам И. П. Карасева (1959), по своему минералогическому составу в значительной мере сходны с отложениями усть-тагульской (мотской) свиты.

Комплекс существенно терригенных пород ордовика

Эти породы известны по северной и северо-западной окраинам площади распространения угленосных отложений; в некоторых местах они подстилают угленосную толщу. К этому комплексу отнесены породы усть-кутской, ийской (нижний ордовик), мамырской (средний ордовик), братской (верхний ордовик) свит. Они представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже гравелитами и конгломератами, иногда встречаются мергели и известняки. Наибольшее содержание двух последних разностей характерно для усть-кутской свиты. Суммарная мощность отложений всех свит колеблется от нескольких сотен до 1000 м.

Имеющиеся данные по минералогии терригенных отложений ордовика (Равский, 1959; Карасев, 1959; Одинцов и др., 1962) показывают высокое содержание в них кварца при низком содержании полевых шпатов (почти исключительно калиевых разностей). Тяжелая фракция характеризуется высокими концентрациями магнетита, ильменита, граната (альмандина), циркона, турмалина, рутила, т. е. комплексом устойчивых минералов.

Траппы

Небольшие тела траппов известны по северной окраине изучавшейся территории. Здесь они иногда подстилают угленосные осадки. Детальная минералогическая характеристика траппов Сибирской платформы приводится в обширной литературе, поэтому мы не будем на ней останавливаться.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮРСКОЙ УГЛЕННОСНОЙ ТОЛЩИ

Углиносная толща в центральной части Иркутского бассейна представлена чередованием обломочных пород — песчаников, алевролитов, аргиллитов (глин), гравелитов, конгломератов, каменных и бурых углей. Для нее характерны пестрые изменения литологии; отсутствуют устойчивые маркирующие горизонты. Наиболее полный разрез угленосных отложений установлен по юго-западной (присянской) окраине территории. Здесь удается выделить три части, заметно различающиеся по литологическому составу.

Нижняя часть состоит из наиболее грубозернистых пород. В ней заметно преобладают крупно- и среднезернистые песчаники, часто встречаются мелкозернистые гравелиты, содержащие включения гальки; присутствуют отдельные прослои мелкогалечных конгломератов. Мелкозернистые песчаники, алевролиты, глинистые породы и пласты каменных углей фиксируются очень редко. Мощность нижней части достигает 130—150 м.

Средняя часть представлена более тонкозернистыми разностями пород, в основном мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, обычно сильно глинистыми. Средне- и крупнозернистые песчаники и гравелиты встречаются редко, конгломераты отсутствуют. В этой части в большом количестве развиты пласты каменных углей мощностью до нескольких метров. Мощность всей средней части толщи достигает 70—80 м.

Верхняя часть сложена в основном средне- и мелкопесчаными разностями пород при подчиненном значении крупнопесчаных и алевролитов; гравелиты и глинистые породы встречаются редко, конгломераты отсутствуют. Пласты угля обычно имеют нерабочую мощность (несколько десятков сантиметров). Мощность верхней части толщи в наиболее полных разрезах достигает 100—120 м.

Суммарная мощность всей угленосной толщи в присаянской части территории 320—350 м.

В некоторых случаях можно наблюдать значительные отклонения от описанной схемы. Так, в большинстве скважин Тулунского района во всем разрезе резко преобладают средне- и крупнопесчаные породы, большую роль играют мелкозернистые гравелиты, а прослои алевролитов и пласты угля очень редки. Здесь практически невозможно выделить те три литологически разнородные части разреза, которые фиксируются в присаянской окраине территории.

Северо-восточная часть района, прилегающая к линии железной дороги, характеризуется пониженными значениями мощности разреза (не более 100—150 м). Сокращение мощности связано в основном с послепермским размывом верхних горизонтов, а в некоторых случаях с выклиниванием нижних частей разреза.

Возраст угленосной толщи, несмотря на продолжительное ее изучение, не может считаться однозначно установленным. По этому вопросу до сих пор существуют довольно различные суждения.

Еще в 1878 г. изучение остатков флоры, собранной Л. А. Чекановским, привело Геера (1878) к выводу о среднеюрском возрасте вмещающих отложений. Точка зрения о среднеюрском возрасте угленосных отложений впоследствии получила наибольшее распространение. Ее поддерживали Сьюорд и Томас (1911), А. И. Турутанова-Кетова (1920), В. Д. Принада и А. Н. Криштофович (1934), Ю. П. Деев (1957), Н. А. Флоренсов (1958), М. М. Одинцов и др. (1962).

Ю. П. Деев (1957) впервые предложил схему стратиграфического расчленения угленосной толщи. Основываясь на особенностях литоло-

гического строения и распределения палинологических и палеофлористических остатков, он выделил в ее составе три свиты (снизу вверх): заларинскую (J^1_2), черемховскую (J^2_2) и присаянскую (J^3_2). В центральной части Иркутского бассейна к заларинской свите была отнесена нижняя, наиболее грубозернистая часть разреза, к черемховской — средняя, наиболее тонкозернистая и угленасыщенная, а также часть вышележащей более грубозернистой, а к присаянской — остальная часть разреза. Ю. П. Деев считал, что все три свиты присутствуют как в юго-восточной, присаянской, окраине Иркутского бассейна, так и в северо-западной, приплатформенной. Уменьшение мощности всей толщи в последней, по его мнению, является следствием сокращения разреза каждой из свит. Вместе с тем этот исследователь указывал на снижение мощности и даже полное выклинивание заларинской свиты в участках приподнятого залегания палеозойских пород.

Существенным недостатком схемы Ю. П. Деева является отсутствие четких границ между свитами. При наличии резких литологических изменений, характерных для толщи, выделение свит в разрезах, сильно удаленных один от другого, нередко очень условно. Это хорошо сознавал и сам Ю. П. Деев, отмечавший, например, что заларинская свита занимает в разрезе «весьма неопределенное положение» и что «практически к ней относятся все осадки, лежащие ниже первого снизу устойчивого угленосного горизонта» (Деев, 1957, стр. 49).

В обосновании возраста всей толщи в целом и отдельных свит Ю. П. Деев исходил из материалов палинологов Иркутского геологического управления И. Н. Ворониной, Л. Н. Гутовой, Т. И. Ильиной и др. (1953 г.). Определение спор и пыльцы, взятой из черемховской и присаянской свит, приводит последних к выводу о несомненном среднеюрском возрасте этих свит. Заларинская свита, как оказалось, содержит лишь редкие остатки спор и пыльцы, не позволяющие датировать ее возраст, однако на основании общегеологических данных эти исследователи считают возможным сопоставить ее с верхами нижней юры. И. Н. Воронина, Л. Н. Гутова, Т. И. Ильина и др. показали, что присаянская и черемховская свиты заметно отличаются соотношением некоторых разновидностей спор и пыльцы: *Leiotriletes* Naum., *Osmunda*, *Lycopodium*, *Selaginella*, *Bennetitales*. Черемховская свита характеризуется следующими содержаниями спор и пыльцы: *Leiotriletes* Naum. — 15—40% от всех спор и пыльцы; *Osmunda* — 15—30%; *Lycopodium* — 7—19%; *Bennetitales* от 1 до 10—13%; *Selaginella* — 0,5—0,8%. Присаянской свите свойственны следующие соотношения тех же видов: *Leiotriletes* Naum. — 55—70%; *Osmunda* — 2—15%; *Lycopodium* — 2—10%; *Bennetitales* — 0—1%; споры *Selaginella*, как правило, не встречаются.

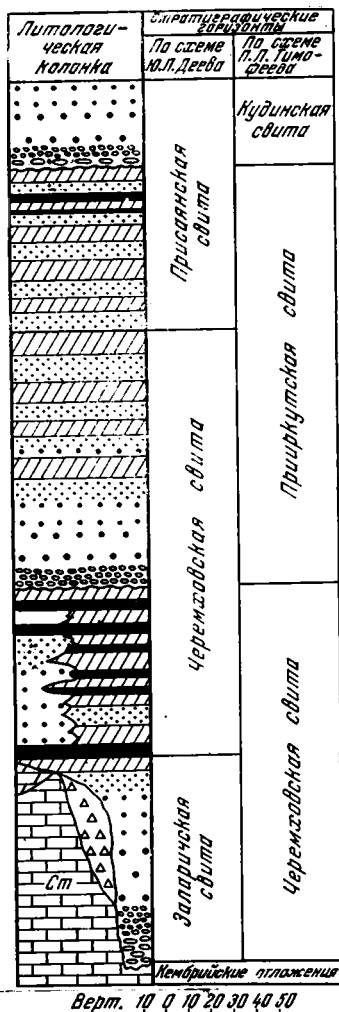
Таким образом, черемховская свита имеет более низкое содержание спор *Leiotriletes* и более высокое — спор *Osmunda*, *Lycopodium* и пыльцы *Bennetitales*, чем присаянская свита.

Существуют и иные мнения относительно возраста угленосной толщи Иркутского бассейна. Так, сборы насекомых и рыб, произведенные Н. В. Сухановой в бассейне Ии, т. е. непосредственно в пределах центральной части бассейна, дали основание Е. Э. Беккер-Мигдисовой (1950) сделать вывод о принадлежности угленосных осадков книжной юре. Д. И. Ермолаев (1958), обработавший большую коллекцию флоры из различных районов бассейна, в том числе из Каранцайского месторождения, очень решительно настаивает на необходимости датировать возраст угленосных отложений в интервале от начала нижней юры до низов средней юры. Л. Н. Гутова (1963), несколько изменив свою первоначальную точку зрения, относит черемховскую свиту к нижней и средней юре.

В последнее время наметилась тенденция поднимать верхнюю и нижнюю границы угленосной толщи вверх по возрастной шкале. Так, Г. Г. Мартинсон, произведя обработку большой коллекции фауны пресноводных моллюсков из разреза Каранцайского месторождения, сделал заключение, что верхние части толщи в этом районе могут быть отнесены «к промежутку времени от титона до валанжина», средний, угленосный, горизонт (черемховская свита) «образовался в верхнеюрское время и, возможно, в верхах средней юры. Нижний же, безугольный, горизонт характеризует среднеюрское время» (Мартинсон, 1960, стр. 129).

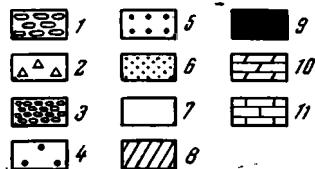
Рассматривая закономерности формирования угленосных отложений на обширной территории Ангаро-Чулымского прогиба, П. П. Тимофеев (1962, 1963а) пришел к выводу, что осадконакопление на юго-востоке этого региона началось позднее, чем на северо-западе, и это запаздывание было тем больше, чем далее на юго-восток расположены области осадконакопления. По мнению П. П. Тимофеева, угленосные отложения центральной части Иркутского бассейна по особенностям строения могут быть сопоставлены с теми частями разреза Канско-Ачинского бассейна, возраст которых датируется в интервале от верхов нижней юры до средней части верхней юры.

По-новому подошел П. П. Тимофеев к расчленению угленосной толщи на свиты. Рассматривая особенности строения угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба, он подразделил ее на четыре подформации (макроцикла), каждая из которых отвечает крупному этапу развития этого региона. Возникновение подформаций связано с тектоническими колебательными движениями большой продолжительности, захватившими эту обширную территорию. Поэтому границы подформаций могут быть хорошо прослежены на значительных пространствах. На основании этого П. П. Тимофеев считает возможным рассматривать каждую подформацию как крупный стратиграфический элемент разреза, соответствующий свите. Наименования свит, предложенные этим исследователем для Иркутского бассейна, следующие (снизу вверх): черемховская, прииркутская, кудинская. При этом черемховская свита П. П. Тимофеева соответствует всей заларинской и нижней, угленосной, части черемховской, в понимании



Фиг. 2. Схематический литолого-стратиграфический разрез угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна

1 — конгломераты; 2 — брекчии; 3 — гравелиты; 4 — песчаники крупнозернистые; 5 — песчаники среднезернистые; 6 — песчаники мелкозернистые; 7 — аргиллиты, глины; 8 — алевролиты; 9 — каменные угли; 10 — терригенные отложения ордовика; 11 — кварцеватые породы нижнего кембрия



Ю. П. Деева; прииркутская свита охватывает среднюю, безугольную, и верхнюю, слабоугленосную, части черемховской свиты и нижнюю, слабоугленосную, часть присаянской свиты, а кудинская — верхнюю, безугольную, часть присаянской свиты (фиг. 2).

Особенности циклического строения, которые установлены П. П. Тимофеевым для территории всего Ангаро-Чулымского прогиба, отчетливо прослеживаются и в центральной части Иркутского бассейна. Это дало основание принять в настоящей работе схему расчленения, предложенную П. П. Тимофеевым. В пределах территории присутствуют лишь две нижние свиты — черемховская и прииркутская. Более высокие горизонты, соответствующие кудинской, в значительной мере уничтожены последующей эрозией и нами практически не рассматриваются.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПОРОД УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

Породы угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна смяты в пологие складки с углами наклона от долей градуса до нескольких градусов. В редких случаях углы наклона достигают 25—30 и даже 45°.

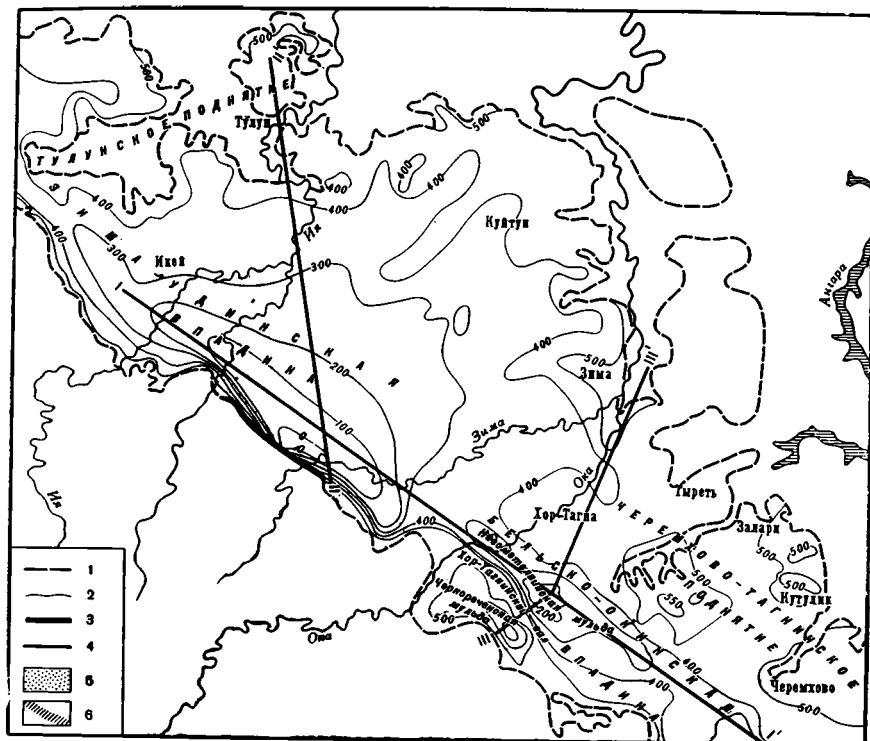
Детальные геологоразведочные работы, проведенные в последние 10—15 лет на территории всего бассейна, позволили построить схему его структурного районирования. Первые данные были опубликованы А. С. Струговым (1955). Впоследствии они были уточнены и дополнены другими исследователями. В настоящее время на территории бассейна можно наметить несколько антиклинальных поднятий и синклинальных впадин. Среди впадин наиболее значительны: Зима-Удинская, Бельско-Окинская и Прииркутская; а среди поднятий — Тулунское и Черемхово-Тагинское. Некоторые из названных структур, в свою очередь, подразделяются на более мелкие — валы, мульды.

Изученная территория охватывает почти полностью всю Зима-Удинскую впадину, значительные части Бельско-Окинской впадины, Черемхово-Тагинского и Тулунского поднятий. На фиг. 3 представлена карта абсолютных глубин залегания поверхности палеозойских пород, подстилающих юрскую угленосную толщу. Эта карта составлена В. В. Никитиной при участии В. А. Борисова, В. А. Бронникова, С. А. Кашика и В. А. Панаева, на ней общие очертания всех четырех структурных элементов выявляются достаточно наглядно.

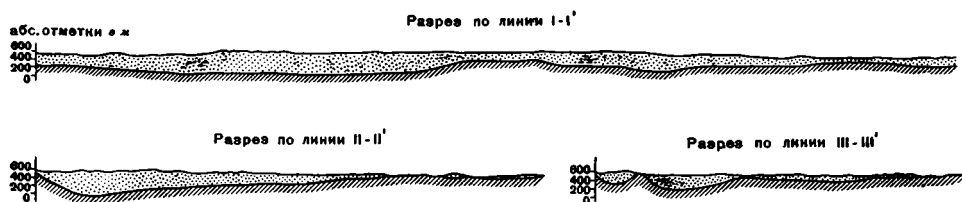
Зима-Удинская впадина ориентирована в направлении с юго-востока на северо-запад. Наиболее погруженной оказывается юго-западная часть впадины (верховья р. Зимы), где палеозойские породы залегают на отметках ниже уровня моря. В направлении на северо-запад, север и северо-восток происходит постепенное воздымание палеозойских и юрских пород.

Впадина имеет асимметричное строение. Северный и северо-восточный ее борта, обращенные в сторону центральных частей Сибирской платформы, очень пологи (не более 2—3°), таким же пологим оказывается поднятие поверхности пород палеозоя и юрских слоев в направлении на северо-запад и восток. Юго-западный борт впадины, обращенный к Восточному Саяну, очень крут (до 30—40°). Здесь намечается явный флексуобразный перегиб, разрешающийся на одном участке сбросом.

Бельско-Окинская впадина — это синклинальная структура сложного строения; в пределах территории располагается лишь ее северо-западная часть. Бельско-Окинская впадина состоит из нескольких мульд и валов. На изученной территории располагаются Новометелкинская, Чернсерченская мульды и Хор-Тагинский вал.



Рельеф поверхности лова юрских отложений



Фиг. 3. Схематическая структурная карта центральной части Иркутского бассейна.

1 — граница юрских угленосных отложений; 2 — изогипсы залегания палеозойских пород; 3 — линия надвига; 4 — линии разрезов; 5 — юрские угленосные отложения; 6 — породы палеозоя

Новометелкинская мульда — это овальной формы узкая котловина, ориентированная длинной осью в направлении с северо-запада на юго-восток. Ее наиболее погруженная часть находится несколько севернее пос. Хор-Тагна, отсюда происходит воздымание пород во всех направлениях. На юго-западе мульда ограничена Хор-Тагнинским, а на северо-востоке — Буртуйским валами. Мульда асимметрична. Ее северо-восточный склон более пологий, чем юго-западный. Углы наклона поверхности палеозойских пород и слоев юрских пород в пределах первого не превышают $1-2^\circ$, в то время как на юго-западном борту они достигают $36-40^\circ$.

Чернореченская мульда находится в верховьях р. Черная речка в непосредственной близости от Новометелкинской мульды и отделяется от последней Хор-Тагнинским валом. Чернореченская мульда, как и Ново-

метелкинская, ориентирована длинной осью в направлении с юго-востока на северо-запад. Наиболее крутые северо-восточный и юго-западный борта мульды обладают примерно равными углами наклона (до $15-20^\circ$). От Зима-Удинской впадины мульда отделена очень пологим поднятием. Склон Чернореченской мульды, обращенный на юго-восток в сторону центральных участков Бельско-Окинской впадины, несколько более крутой, чем северо-западный.

Хор-Тагнинский вал разделяет Новометелкинскую и Чернореченскую муьды. Он ориентирован в направлении с юго-востока на северо-запад. Северо-восточное и юго-западное окончания вала имеют расплывчатые очертания, здесь происходит погружение нижнепалеозойских пород на большие глубины, а вся структура как бы сливается с приподнятым юго-восточным бортом бассейна.

Черемхово-Тагнинское поднятие располагается севернее Бельско-Окинской впадины. К изученной территории приурочена лишь север-западная часть поднятия. Наиболее приподнятая юго-западная окраина образует отчетливо выраженную валообразную структуру — Буртуйский вал. В своей большей части он имеет северо-западное простирание, и лишь в его крайней, северо-западной, оконечности мы наблюдаем отклонение оси на запад. Буртуйский вал несимметричен: его юго-западный склон, обращенный в сторону Новометелкинской муьды, более крутой (углы наклона до 3°), чем северо-восточный, где наклон слоев юрских пород не превышает 1° .

Тулунское поднятие находится в северной части территории, в окрестностях г. Тулун, где песчано-глинистые породы ордовика, пронизанные интрузиями траппов, образуют крупный выступ (поднятия), протягивающийся в направлении на запад. В его пределах угленосные отложения присутствуют в виде изолированных пятен, будучи разобщены выходами ордовикских отложений. Мощность юрских осадков здесь сильно снижена (несколько десятков метров), и представлены они лишь верхними частями разреза черемховской свиты. Поверхность палеозойских пород, образующая склоны Тулунского поднятия, имеет форму отчетливо выраженного уступа, опускающегося к Зима-Удинской впадине. В последней нижние горизонты угленосной толщи, вплоть до верхних частей черемховской свиты, выклиниваются при подходе к этому уступу.

Каждая из названных структур, в свою очередь, осложнена мелкими брахиантклиналильными и брахисинклиналильными складками с углами наклона от долей градуса до 1° . Такие складки установлены к югу от г. Зимы, в окрестностях пос. Азей и в ряде других мест.

Формирование мелких складок в юрских породах объясняется по-разному. Ю. П. Деев (1957) рассматривает их как консидементационные структуры, а возникновение наклона слоев в них, по его мнению, не имеет ничего общего с тектоникой. М. К. Коровин (1924), впервые описавший такие структуры, считает, что они сформировались, как и более крупные, в результате тектонических движений.

Дизъюнктивные нарушения в угленосной толще имеют ограниченное распространение. Так, юго-западная граница осадков юры проходит по крупному разлому (или серии разломов). Здесь докембрийские породы надвинуты на угленосные осадки, амплитуда смещения составляет несколько сот метров.

ТИПЫ ПОРОД УГЛЕННОЙ ТОЛЩИ

Угленосная толща сложена почти исключительно обломочными породами (конгломераты, брекчии, гравелиты, песчаники, алевролиты), составляющими до 90% всего разреза. Остальное приходится на долю каменных углей (5—8%) и глинистых разностей (1—5%).

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Конгломераты

Конгломераты имеют ограниченное распространение (немногим более 1%) и представлены исключительно мелкогалечными разностями. Они приурочены к основанию разреза и образуют прослои мощностью до 5—7 м. Гальки хорошо окатаны, имеют округлую, эллипсоидальную или сильно уплощенную форму. Цементом породы является песчано-гравийный материал, выполняющий поровые пространства между гальками. В некоторых случаях его содержание достигает 30—40%. В породах часто присутствуют крупные и мелкие витринизированные остатки, образующие беспорядочно ориентированные линзы. Характерно полное отсутствие каких-либо текстур и беспорядочное расположение галек, в том числе обладающих ясно выраженным удлинением.

Брекчии

Брекчии, как и конгломераты, играют в разрезе небольшую роль; их присутствие установлено в единичных скважинах. Брекчии состоят из переотложенного материала палеозойских пород, подстилающих угленосную толщу. Выделяются два типа брекчий: карбонатно-кремнистые и алевроито-глинистые.

Карбонатно-кремнистые брекчии состоят из обломков темно-серых известняков, доломитов и черных кремней. Размер обломков колеблется от 1 до 5—6 см. Их форма резко неправильная, угловатая, особенно у обломков кремня. Роль цемента в породе играет зеленовато-серая глинистая масса, содержащая в значительном количестве зерна алевроитовой, песчаной и гравийной размерности. Слоистость и сортировка материала отсутствуют.

Алевроито-глинистые брекчии сложены обломками зеленовато-серых или зеленых алевролитов и аргиллитов. Размер обломков колеблется от долей сантиметра до 5—10 см. Обломки сильно уплощены, в подчиненном количестве встречаются изометричная угловатая щебен-

ка кремней и округлая галька известняков. Цемент породы представлен зеленой глинистой массой гидрослюдистого состава, заключающей песчано-гравийные зерна кварца, полевых шпатов, а также зеленых алевролитов и аргиллитов. Слоистость и сортировка материала полностью отсутствуют.

Гравелиты и песчаники

Гравелиты и песчаники среди других типов пород имеют наибольшее развитие. Так, содержание гравелитов колеблется от нескольких процентов до 25—26% от всех пород, а содержание песчаников — от 30—40 до 60—70%. Особенно велика роль их в нижней части черемховской свиты. Среди гравелитов резко преобладают мелкогравийные разновидности; среднегравийные присутствуют в подчиненном количестве; крупногравийные отсутствуют. Песчаники представлены всеми тремя разновидностями — крупно-, средне- и мелкозернистыми. По своим свойствам песчаники и гравелиты очень близки, поэтому их описание дается совместно.

Окраска песчаников и гравелитов довольно разнообразная. Обычно преобладают породы, окрашенные в серый, светло-серый цвета. Часто присутствуют зеленовато-серые разновидности, более редки случаи бурой или темно-бурой окраски. Цвет пород определяется составом цемента, присутствием или отсутствием тех или иных породообразующих компонентов (особенно биотита), содержанием растительного материала. В частности, появление зеленых оттенков всегда связывается с высоким содержанием зеленого биотита и хлорита. Наличие бурой окраски определяется присутствием значительной примеси железисто-карбонатного или гумусового материала. В светлые цвета (светло-серый, почти белый) окрашены мономинеральные кварцевые разновидности пород. Очень светлыми тонами окраски обладают также породы с высоким содержанием каолинита в цементе.

Интенсивность окраски сильно варьирует в зависимости от размерности пород. Так, мелкозернистые песчаники окрашены в более темные тона, что определяется высоким содержанием в них растительного материала и биотита. Наиболее светлыми оказываются гравийные породы.

Текстуры в песчаниках и гравелитах представлены различными типами косой, волнистой и горизонтальной слоистости. Особенно широкое распространение имеет косая слоистость. Слоистость подчеркивается в основном послойными скоплениями растительного материала, слюды, чередованием слоев различного гранулометрического состава. В песчаниках и гравелитах аллювиального генезиса она проявляется благодаря чередованию ритмически сортированных слоев. В каждом из таких слоев (мощностью в 1,0—1,5 см) происходит утонение обломочного материала от основания к верхней части. Встречаются и неслоистые разновидности. Как правило, это гравелиты (особенно среднегравийные разновидности), реже крупнозернистые песчаники.

Органический материал в песчаниках представлен остатками флоры, в основном обрывками листовых витринизированных тканей, реже сидеритизированных стеблей. Тонкий растительный детрит и мелкие обрывки листьев характерны для мелкозернистых песчаников и образуют в них послойные скопления. Реже такие скопления присутствуют в среднезернистых песчаниках.

Изучение вещественного состава песчаников и гравелитов показало, что они содержат большое число различных породообразующих и акцессорных минералов. Главнейшими из них являются полевые шпаты, кварц, обломки метаморфических и изверженных пород. Детальная характеристика породообразующих и акцессорных компонентов,

входящих в состав песчано-гравийных пород, дана в следующих разделах.

Цемент песчаников и гравелитов довольно разнообразен. Наибольшее развитие имеет каолиновый цемент, иногда с хлоритом. Более редок монтмориллонитовый цемент. Часто встречаются породы с кальцитовым, анкеритовым, изредка брейнеритовым цементом. Огромную роль в цементации пород играют явления регенерации зерен кварца, взаимное проникновение одних обломочных зерен в другие с растворением одного из них.

По своему происхождению большинство типов цемента вторично, их появление обусловлено эпигенетическими преобразованиями пород. Иногда первичный цемент песчано-гравийных пород сохраняется без существенных изменений; он состоит из глинистой массы, представляющей измельченный и сильно гидратированный биотит или монтмориллонит.

Алевролиты

Алевролиты имеют существенное значение — до 35—40% от всех пород; наиболее высоко их содержание в верхней части толщ: черемховской и приуркутской свитах. Среди пород этой группы заметно преобладают крупнозернистые разности (до 60—70% всех алевролитов), в небольшом количестве присутствуют углистые алевролиты.

Породы окрашены обычно в темно-серый, серый или зеленовато-серый цвета. Встречаются бурые и черные разности. Характер окраски определяется вещественным составом. В зеленовато-серый цвет окрашены породы с большим количеством зеленого биотита. Появление бурого цвета связано с высокой примесью растительного материала или железистых карбонатов. В буровато-черный и черный цвета окрашены углистые разности.

Алевролиты обычно обладают хорошо выраженными текстурами. Наиболее широко развиты слоистые текстуры: волнистая, косоволнистая, линзовидная и горизонтальная слоистость. Косая слоистость встречается сравнительно редко и представлена мелкой косой однонаправленной и мелкой косой штриховатой. Неслоистые текстуры представлены текстурами взмучивания, протыкания.

В породах присутствует разнообразный растительный материал: детрит, мелкие и крупные обрывки стеблей и листьев, часто встречаются крупные остатки листьев высокой сохранности. Значительная часть растительного материала видна лишь под микроскопом — это мелкие бурые бесформенные гелефицированные или фюзенизированные обрывки тканей, некоторые с реликтами клеточного строения. В большом количестве встречаются чешуйки биотита: от 30—35 до 50% всей породы. Размер их значительно превышает размер других обломков. Самые крупные из них характеризуются свежестью и обнаруживают интенсивный плеохроизм и двупреломление. Менее крупные — обычно сильно гидратированы и обесцвечены, а показатели преломления и двупреломления снижены. Помимо биотита, среди породообразующих компонентов присутствуют кварц, полевой шпат, хлорит, в небольшом количестве также мусковит.

Алевролиты всегда содержат глинистый материал. Особенно велика его примесь в мелкозернистых алевролитах (до 40—45%), в более крупнозернистых разностях примесь глинистой фракции достигает 25—30%. При изучении пород можно проследить все этапы постепенного перехода от алевролитов к алевритовым аргиллитам и алевритовым глинам. Состав глинистой фракции алевролитов аналогичен составу ее в глинистых породах.

В алевролитах иногда встречается карбонатное вещество. Обычно оно представлено мельчайшими зернышками (меньше 0,005 мм), довольно равномерно распределенными среди глинистой массы. Более редки крупные выделения (до 0,3 мм), имеющие пелитоморфное или микрозернистое строение. Изучение карбонатного материала в иммерсионных жидкостях показало, что присутствует широкая гамма минералов: кальцит, анкерит и магнезиально-железистые разновидности ряда брейнерит — мезитит. Заметно преобладают два первых минерала.

Новообразованные минералы в составе алевролитов представлены пиритом. Он образует конкреции размером от долей сантиметра до 2—3 см и мельчайшие микроскопические выделения; некоторые из них имеют форму правильных пентагондодекаэдров или кубиков. Наиболее часто они встречаются в алевролитах болотного и озерно-болотного генезиса в основании разреза.

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

В составе угленосной толщи глинистые породы играют незначительную роль, составляя не более 1% всего разреза, в некоторых случаях до 4—5%. Глинистые породы образуют обычно прослои небольшой мощности (от 0,1 до 0,5 м), быстро выклинивающиеся по простиранию; в сравнительно редких случаях мощность таких прослоев достигает 1,5—2,0 м. Присутствуют в основном не размокающие в воде разновидности — аргиллиты; размокающие породы — глины — встречаются редко.

Глины и аргиллиты, как правило, окрашены в темно-серый или буровато-серый цвет; встречаются также зеленовато-серые, белесовато-серые или пятнистые (буровато-зеленые) разновидности. Возникновение темной окраски связано с высоким содержанием тонкодисперсного гумусового или сапропелевого материала. Интенсивность окраски тем выше, чем выше содержание органики. Углистые аргиллиты и глины — темно-бурые и черные. Породы, отличающиеся низким содержанием органического вещества, окрашены в серый, зеленовато-серый или зеленый цвета. Появление пятнистой окраски связано с неравномерным распределением окисных и закисных форм железа.

Глинистые породы содержат примесь алевроитовых и песчаных частиц в количестве от нескольких процентов до 50%; разновидности с содержанием алевроитового песчаного материала более 50% уже должны относиться соответственно к песчаникам и алевролитам.

Среди различных форм слоистости в аргиллитах и глинах наибольшую роль играет горизонтальная, реже встречается волнистая и волнисто-прерывистая слоистость. Широко развиты неслоистые текстуры: взмучивания, протыкания. Часто встречаются и неслоистые массивные разновидности с неправильным щебенчатым изломом.

Изучение состава глинистой фракции аргиллитов и глин осуществлялось в шлифах, иммерсионных препаратах, под электронным микроскопом, термическим, химическим и рентгеновским методами.

Термическое изучение проводилось в лаборатории физических методов изучения осадочных пород ГИН АН СССР Т. Г. Фалькенгоф, рентгеновское — в той же лаборатории В. А. Александровой под руководством В. А. Дриш. Химическое исследование глинистой фракции произведено в химической лаборатории ГИН АН СССР А. Н. Зарубицкой. В результате этих исследований было установлено присутствие в угленосной толще трех разновидностей глинистых пород, отличающихся набором глинистых минералов: преимущественно каолинитовых, преимущественно монтмориллонитовых и глин смешанного состава. Породы каждой группы резко различаются по ряду признаков.

Преимущественно каолинитовые глины

Прессбладающим минералом в глинистых породах этого типа является каолинит, в виде небольших примесей присутствуют один или несколько других глинистых минералов: диоктаэдрическая гидрослюда, хлорит, монтмориллонит, смешаннослойные минералы.

Встречены размокающие и неразмокающие разности пород — собственно глины и аргиллиты. Каолинитовые глины окрашены в различные оттенки бурого цвета в связи с постоянным присутствием в их составе растительного материала. Выделенная из породы и обработанная 10%-ным раствором перекиси водорода глинистая фракция обнаруживает белую окраску.

Микроскопическое изучение шлифов пород показывает, что глинистая масса имеет тонкоагрегатное строение и состоит из мельчайших одновременно угасающих при скрещенных николях частиц. В основной массе присутствуют зерна алевритовой размерности: кварца, полевых шпатов, биотита и некоторых других минералов. Размер чешуек биотита колеблется в широком интервале от 0,10 до 0,01 мм и меньше; с уменьшением размерности чешуек возрастает степень гидратации биотита.

Часто в составе тонкодисперсного каолинитового материала присутствуют крупные вермикулитоподобные образования этого минерала (фиг. 4, 5). Они возникли в результате глубокого изменения чешуек обломочного биотита. Об этом говорит присутствие между табличками каолинита чешуек гидрослюда, обладающей более высокими показателями преломления и двупреломлением, чем каолинит, и сохранившей слабо выраженный плеохроизм в буроватых тонах.

Термограммы глинистой фракции пород этого состава имеют характерный для каолинита облик (фиг. 6). На них отчетливо выражен эндотермический пик с максимумом около 550° и экзотермический пик с максимумом около 950°. В низкотемпературной области можно наблюдать слабый эндотермический пик с максимумом около 120—150°. Его присутствие обусловлено либо наличием в составе глинистой фракции примеси гидрослюда, либо тонкодисперсностью самого каолинита.

На большинстве кривых виден то менее, то более резкий подъем между обими эндотермическими пиками; он связан с окислением органики, присутствующей в составе глинистой фракции.

Результаты химического изучения глинистой фракции пород приведены в табл. 1. Отношения молекулярных количеств SiO_2 к Al_2O_3 , установленные по данным химического анализа, равны: для обр. 129/206 2,1 : 1,0, для обр. 202/156—2,006 : 1,000. В обоих случаях они очень близки к отношениям, характерным для чистого каолинита — 2 : 1.

Формулы минералов, вычисленные для обоих образцов, в расчете, что окислы всех металлов входят в состав молекулы, имеют следующий вид:

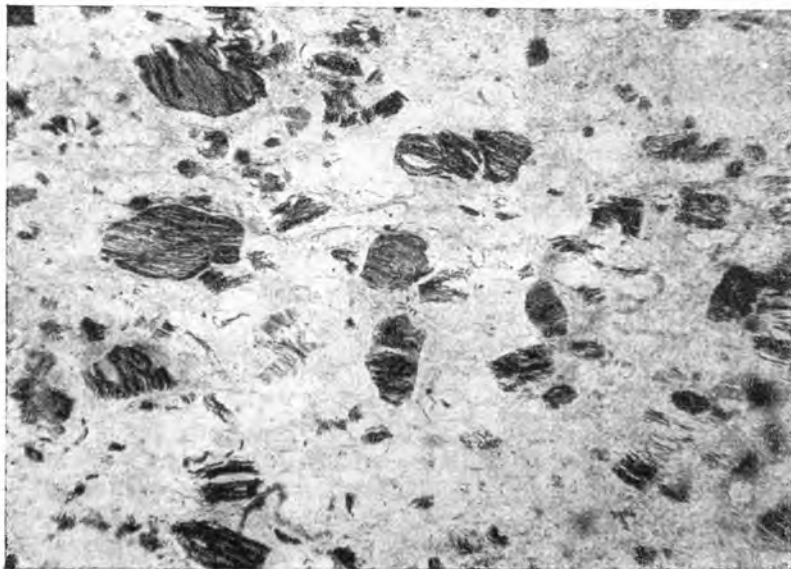
Образец 129/206. $\text{K}_{0,14}, \text{Na}_{0,02}, \text{Ca}_{0,03} (\text{Mg}_{0,08}, \text{Fe}^{3+}_{0,05}, \text{Fe}^{2+}_{0,07}, \text{Ca}_{0,07}, \text{Al}_{3,73}) [\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_{7,32} \cdot 0,77 \text{H}_2\text{O}$.

Образец 202/156. $\text{K}_{0,14}, \text{Na}_{0,03}, \text{Ca}_{0,02} (\text{Mg}_{0,02}, \text{Fe}^{3+}_{0,03}, \text{Fe}^{2+}_{0,03}, \text{Ca}_{0,07}, \text{Al}_{3,92}) [(\text{Al}_{0,02}, \text{Si}_{3,95}) \text{O}_{10}] (\text{OH})_8 \cdot 0,61 \text{H}_2\text{O}$.

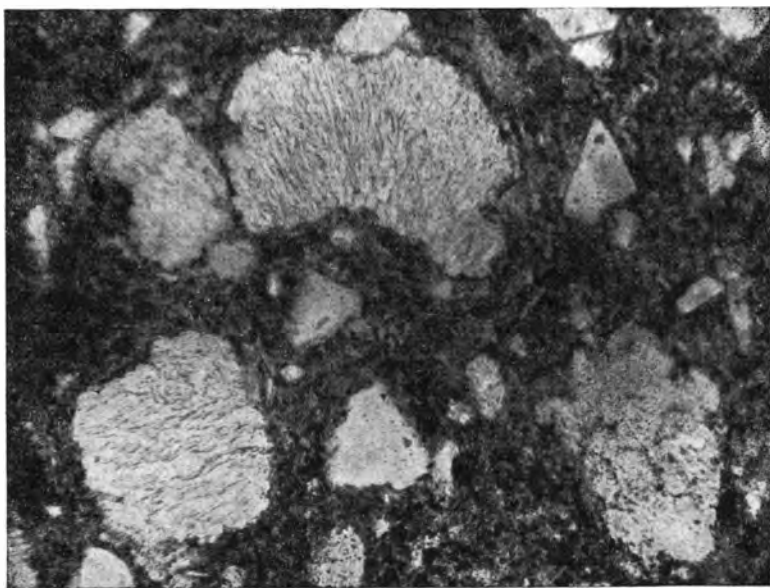
Эти формулы несколько отличаются от формулы чистого каолинита — $(\text{OH})_8 \text{Si}_4\text{Al}_4\text{O}_{10}$. Отличия обусловлены, по-видимому, присутствием в обоих образцах примесей других глинистых минералов.

Результаты рентгеновского изучения глинистой фракции¹ трех образцов глин этого типа представлены в табл. 2. Обр. 202/156 наиболее чист от примесей других глинистых минералов. На рентгенограмме этого образца подавляющее большинство линий может быть отнесено к

¹ Как в данном случае, так и во всех последующих, производилось исследование ориентированных препаратов глинистой фракции.



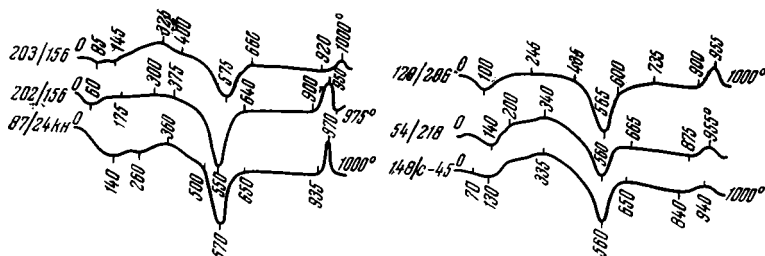
Фиг. 4. Общий вид каолиновой глины из почвы угольного пласта. Видны чешуйки гидратированного биотита, переходящего в каолинит. Николи ||, увел. 40



Фиг. 5. Деталь строения каолиновой глины из почвы угольного пласта. Видны вермикулитоподобные агрегаты каолинита, образовавшиеся в результате диагенетического преобразования чешуек биотита. Николи ||, увел. 300

каолиниту. Лишь довольно слабый рефлекс, соответствующий межплоскостному расстоянию в 9,8 кХ, указывает на незначительную примесь слюдистого компонента.

Рентгенограмма насыщенного глицерином обр. 87/24-кн, помимо рефлексов каолинита, содержит линии монтмориллонита (рефлекс с $d = 17,7$ кХ), гидрослюды (рефлекс с $d = 10,1$ кХ) и вермикулита (рефлекс с $d = 14$ кХ). Достоверность отнесения последнего к вермикулиту подтверждается прокаливанием образца: после этой процедуры межплоскостное расстояние минерала уменьшается до 9,8 кХ.



Фиг. 6. Термограммы глинистой фракции каолинитовых глин

На рентгенограмме обр. 402/847 большая часть рефлексов может быть отнесена к каолиниту. Присутствие линии, соответствующей межплоскостному расстоянию в 11,51 кХ, указывает на существование смешаннослойной фазы типа беспорядочного чередования гидрослюды и монтмориллонита. В соответствии со схемой Уивера (Weaver, 1956), следует предположить присутствие в этой фазе не менее 80% гидрослюдистого компонента и не более 20% монтмориллонита.

На электронномикроскопических снимках глинистой фракции пород этого типа наблюдаются частицы каолинита и гидрослюды. Первые непрозрачны или полупрозрачны, изометричны, имеют неправильные очертания, иногда имеют одну-две грани; в редких случаях встречаются правильные гексагональные кристаллики. Чешуйки гидрослюды

Таблица 1

Химический состав глинистой фракции глин различного состава (в %)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O
129/206 *	46,32	0,66	34,58	0,81	0,44	0,53	0,68	0,16
202/156 *	45,50	0,99	36,20	0,50	0,36	0,29	0,19	0,19
70/803 **	50,13	0,16	24,53	0,45	0,31	11,11	2,91	2,21
17/362 ***	43,99	0,69	21,75	1,21	3,73	1,32	6,04	0,34
46/362 ***	49,81	0,61	25,64	0,85	1,15	1,32	2,54	0,31
83/к-218 ***	42,59	0,97	22,09	7,83	2,27	0,76	1,87	0,45
137/819 ***	49,49	0,19	26,88	1,46	0,72	1,21	1,33	1,73

№ образца	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	Сумма	SiO ₂ ^{об}	SiO ₂ ^{ам}
129/206 *	1,21	11,96	2,51	—	0,22	100,08	0,41	2,35
202/156 *	0,73	12,52	1,99	—	0,34	99,62	0,31	2,68
70/803 **	1,21	8,00	8,52	—	0,31	99,85	0,11	3,03
17/362 ***	3,78	13,28	2,62	—	0,77	99,53	—	3,72
46/362 ***	3,65	10,56	3,20	0,20	0,54	100,38	—	2,92
83/к-218 ***	1,80	11,01	2,66	—	1,90	99,56	—	4,92
137/819 ***	4,37	7,50	4,74	0,60	0,26	100,48	—	0,30

* Каолинитовые глин. ** Монтмориллонитовые глин. *** Глин смешанного состава.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния (в $\text{\AA}$) и интенсивности рефлексов каолиновых глин

Обр. 202/156		Обр. 87/24-кн				Обр. 402/847		Обр. 202/156		Обр. 87/24-кн				Обр. 402/847	
насыщен-ный		насыщен-ный		прокален-ный		насыщен-ный		насыщен-ный		насыщен-ный		прокален-ный		насыщен-ный	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
		7 4	17,7 14,0					3	2,47					3	2,47
						5	11,51	3	2,37	5	2,40			3	2,42
4	9,8	3 3	10,1 8,8	10	9,8			5	2,32	6	2,35			4	2,33
								3	2,27	5	2,29			3	2,27
10	6,9	10	7,1			10	6,98	1	2,186	2	2,20			2	2,19
8	4,35	5	4,49	2	4,8	2	4,83	3	1,980	1	2,12			1	2,13
3	4,03	4	4,19			4	4,36			5	1,99			4	1,97
		1	3,89					1	1,883	4	1,936			1	1,938
10	3,52	10	3,56			10	3,54			4	1,901				
				5	3,18									2	1,817
2	3,34	4	3,35			3	3,34			5	1,791				
		2	3,14					2	1,775	6	1,666			2	1,764
						1	3,06	5	1,661						
1	2,75	1	2,90					3	1,615	5-4	1,619			6	1,657
4	2,53	2	2,75			4	2,55			4	1,586			3	1,613
		5	2,57					3	1,537	5-4	1,541			3	1,583
		5	2,50					7	1,485	6	1,488			1	1,580
														5	1,488

слабо прозрачны, заметно удлинены, реже изометричны. Присутствие значительных количеств частиц гидрослюда на электронных снимках связано с относительным обогащением ими тонкой фракции, использованной для приготовления электронномикроскопических препаратов. Более крупная фракция пород, использованная для химического и рентгеновского изучения, содержит гидрослюда в меньших количествах.

Преимущественно монтмориллонитовые глины

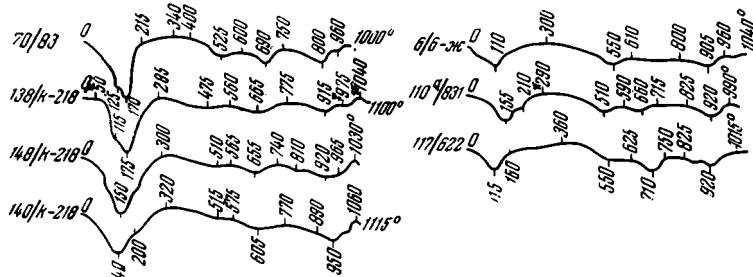
Основным компонентом глин этого состава является монтмориллонит. В качестве примесей присутствуют каолинит, иногда гидрослюда, хлорит, вермикулит, смешаннослоистые минералы. Глинистые породы этого состава представлены лишь размокающими в воде разностями; в сосуде с водой они поглощают воду, образуя вместо монолитного кусочка кашицеобразную массу.

Монтмориллонитовые глины обычно окрашены в бурый или буровато-серый цвет за счет растительного материала; при низком его содержании породы обнаруживают зеленовато-серую окраску. Глинистая фракция, выделенная из породы и обработанная раствором перекиси водорода, обладает серой окраской.

Микроскопическое изучение шлифов показывает, что глинистая основная масса имеет тонкоагрегатное строение, а при скрещенных николях — своеобразную «струйчатую» структуру: в породе благодаря однообразной ориентировке глинистых частиц видны неправильные ленты с однородным угасанием глинистого материала. В промежутке между та-

кими участками глинистая масса состоит из беспорядочно ориентированных частиц, угасающих разновременно.

На кривых нагревания глинистой фракции (фиг. 7) наблюдается постоянный и отчетливо выраженный эндотермический пик с максимумом от 140 до 175°. Высокотемпературная ветвь этого пика иногда осложнена небольшой эндотермической остановкой около 200°. В ряде случаев и низкотемпературная ветвь пика имеет дополнительную эндотермическую остановку. Во всех образцах очень четко выражены эндотермические пики в интервалах температур 605—690° и 800—950°. Почти всегда наблюдается пологое эндотермическое понижение кривой с максимумом при температуре 500—525°; его возникновение, по-видимому, обусловлено присутствием в составе глинистой фракции примеси других глинистых минералов — каолинита или гидрослюда.



Фиг. 7. Термограммы глинистой фракции монтмориллоновых глин

Результаты химического изучения глинистой фракции образца монтмориллоновой глины приведены в табл. 1. Молекулярное отношение SiO_2 , входящего в состав монтмориллонита, к Al_2O_3 в обр. 70/803 равно 3,22 : 1,00. По указанию М. Ф. Викуловой (Методическое руководство..., 1957), такое отношение для чистого монтмориллонита равно 4 : 1, но может испытывать колебания в зависимости от примесей или при наличии замещения SiO_2 на Al_2O_3 в тетраэдрических слоях.

Ввиду наличия в образце примеси других глинистых минералов расчет его структурной формулы не производился.

Таблица 3 содержит базальные рефлексы образца монтмориллоновой глины. На рентгенограмме образца, обработанного глицерином, наблюдаются хорошо выраженные рефлексы с $d = 17,5; 5,85; 4,41; 2,94$ кХ; они, по данным Мак-Эвана (Бриндли, Мак-Эван, 1955), характерны для всех монтмориллонов, подвергшихся насыщению глицерином. Рентгенограмма того же образца, прокаленного при 550°, содержит рефлексы с $d = 9,6; 4,78$ и $3,19$ кХ, отвечающие трем порядкам отражений от дегидратированных слоев монтмориллонита. Рефлексы,

Таблица 3

Межплоскостные расстояния (в кХ) и интенсивности рефлексов монтмориллоновых глин (обр. 70/803)

Насыщенный		Прокаленный		Насыщенный		Прокаленный	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
10	17,5	10	9,6	8	4,41	9	3,19
6	8,89			8	3,53		
7	7,10			5	2,94		
4	5,85	7	4,78	7	1,488		

соответствующие межплоскостным расстояниям в 7,10 и 3,53 кХ, которые фиксируются на рентгенограмме насыщенного глицерином образца, указывают на присутствие в нем каолинита. Исчезновение этих рефлексов при прокаливании связано с аморфизацией структуры каолинита при этой температуре.

На электронномикроскопических снимках глинистой фракции монтмориллонитовых глин резко преобладает тонкоагрегатная масса мельчайших частиц монтмориллонита, образующих неправильные облакоподобные скопления. Присутствуют и крупные непрозрачные агрегаты монтмориллонита со слабо очерченными, как бы расплывающимися краями. Встречаются также чешуйки с хорошо очерченными краями, относящиеся к другим глинистым минералам. Те из них, которые имеют форму шестигранника, несомненно, принадлежат каолиниту.

Глины смешанного состава

Как показывает наименование, они включают в свой состав несколько глинистых минералов. Среди них установлены гидрослюда, монтмориллонит, хлорит (часто вермикулитизированный), вермикулит и смешаннослоистые глинистые минералы типа чередования пакетов монтмориллонита и гидрослюда или монтмориллонита и хлорита. Среди перечисленных компонентов несколько преобладает гидрослюда, хотя остальные присутствуют также в значительных количествах.

Глинистые породы этого типа представлены лишь неразмываемыми в воде аргиллитами: собственно глины не обнаружены.

Окраска пород варьирует от желтовато-бурой или темно-бурой до черной. Интенсивность окраски зависит от присутствия органики (наиболее темноокрашенные разности всегда содержат в большом количестве органическое вещество), от окраски самой глинистой массы и заключенных в ней чешуек гидратированного биотита. Цвет глинистой основной массы всегда в известной мере соответствует цвету чешуек обломочного биотита. В тех случаях, когда последние окрашены в бурый цвет, глинистая масса обнаруживает желтовато-бурую окраску, зеленоватые оттенки ее наблюдаются в породах, где биотит представлен зеленой разновидностью.

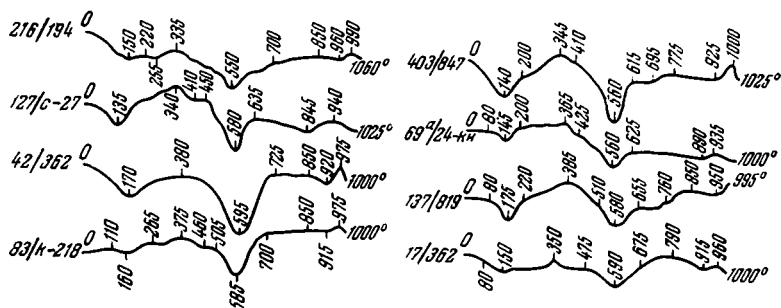
Под микроскопом видно, что основная глинистая масса обычно имеет тонкоагрегатное строение и сложена мельчайшими чешуйками. Иногда они ориентированы беспорядочно, иногда более или менее однообразно, и в этом случае в поляризованном свете вся глинистая масса породы угасает одновременно.

В породе в большом количестве присутствуют разнообразные включения: мелкие гелифицированные обрывки, зернышки кварца, полевого шпата, чешуйки гидратированного биотита; содержание последних высокое. Размерность таких чешуек различна: от крупноалевритовой до нескольких микрон. Самые крупные из них окрашены в бурый или зеленовато-бурый цвет, обладают плеохроизмом и двупреломлением, характерным для гидратированного биотита. С уменьшением размера чешуек возрастает степень их гидратации.

Термограммы, полученные при изучении глинистой фракции (фиг. 8), обладают двумя отчетливыми эндотермическими пиками, с максимумами: первый — около 135—170° и второй — от 550 до 595°; второй пик всегда выражен более резко, чем первый; по указанию М. Ф. Викуловой (Методич. руководство..., 1957), это характерно для гидрослюда и отличает их от монтмориллонита. Часто можно наблюдать существование третьей эндотермической реакции, имеющей на кривой вид очень пологого понижения в интервале температур от 800 до 960°. В области температур от 880 до 1040° наблюдается экзотермический подъем кривой,

максимум пика располагается в интервале от 940 до 990°. У большинства образцов: дифференциальные термические кривые имеют подъемы кривой выше осевой линии в области от 200 до 380°, выраженные то менее, то более резко. Их появление связывается с присутствием в составе глинистой фракции примеси органического вещества.

Результаты химического изучения четырех образцов глинистой фракции глин смешанного состава приведены в табл. 1. Ввиду неоднородности минералогического состава глин, расчет их структурных формул не производился.



Фиг. 8. Термограммы глинистой фракции глин смешанного состава

Рентгенограммы пяти образцов глин смешанного состава сведены в табл. 4. Анализ ее показывает, что в каждом из образцов присутствует несколько глинистых минералов, находящихся в различных количественных соотношениях.

В обр. 404/847 глинистая фракция состоит в основном из диоктаэдрической гидрослюда, о чем говорят интенсивные рефлексy, соответствующие межплоскостным расстояниям в 10,2; 4,9; 3,36; 2,58; 2,001 кХ. Указанием на диоктаэдрический характер гидрослюда является значение межплоскостного расстояния для отражения (060), равное 1,507, а также наличие интенсивного отражения (002). Отчетливые рефлексy с $d = 7,21$ и 3,59 кХ, устанавливаемые на рентгенограмме этого образца, указывают на существование небольшого количества каолинита.

Глинистая фракция обр. 17/362 включает диоктаэдрическую гидрослюду, трисктаэдрический магниево-железистый хлорит, в структуре которого находятся сжимающиеся при прокаливании пакеты, и небольшую примесь каолинита. Эти особенности состава выявляются при анализе рентгенограммы образца, насыщенного глицерином и прокаленного при 550°. Гидрослюдистый компонент фиксируется по сильным базальным отражениям с $d = 10,0$; 4,99; 3,32; 1,980 кХ, выявляемым на рентгенограмме насыщенного глицерином образца и не изменяющимся после прокаливания. Диоктаэдрический характер гидрослюда устанавливается по сильному отражению (060) с $d = 1,487$. Хлорит фиксируется по базальным рефлексам с $d = 14,6$; 7,1; 4,70; 3,52, которые установлены на рентгенограмме насыщенного глицерином образца. На рентгенограмме прокаленного образца мы наблюдаем отражение с $d = 13,6$ кХ, что свидетельствует о существовании в составе хлорита пакетов разбухающего минерала.

Фазовый состав обр. 83/к-218 отличается от обр. 17/362 присутствием монтмориллонита, о чем говорит рефлекс (001) с межплоскостным расстоянием в 17,6 кХ на рентгенограмме насыщенного глицерином образца. Имеется примесь каолинита. Он обнаруживается после обработки фракции раствором HCl. Так как в ходе этой процедуры хлорит, вуализирующий каолинит, растворяется, рефлексy с $d = 7,1$ и 3,55 кХ могут принадлежать только каолиниту. Не исключена возможность, что

Таблица 4

Межплоскостные расстояния (в $\text{\AA}$) и интенсивности рефлексов глинистых пород смешанного состава

Обр. 404/847		Обр. 17/362				Обр. 137/819				Обр. 46-362				Обр. 83/к-218			
насыщенный		насыщенный		прокаленный		насыщенный		прокаленный		насыщенный		прокаленный		насыщенный		прокаленный	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
		8	14,6			8	13,1			8	18,0			6	17,6	10	14,2
				9	13,6			10	10,0	4	14,2			4	14,2		
9	10,2	8	10,4	8	10,1					10	10,1	4	13,5	5	10,04	9	10,3
5	7,2	10	7,1			8	9,6			9	7,1			10	7,1	2р.	7,2
4	4,9	4	4,99	7	4,99	10	7,2	8	4,97	5	5,0	7	4,99	2	4,99	5	5,1
		5	4,70			6	4,7			4	4,74			4	4,7		
2	4,5									3	4,27			1	4,49	3	4,5
		2	4,46			2	4,46	4	4,48								
2—3	4,29	2	4,31	2	3,69	1	4,17	0,5	3,71	8	3,57	1	3,70	3	4,19	4	4,29
5,4	3,59	10	3,52	3	3,46	8	3,56			8	3,35	2	3,49	9	3,55	3	3,56
				} дв						10	3,34	10	3,34	8	3,33	9	3,37
10	3,36	9	3,32	10	3,34	7	3,46			2	3,10						
												2р.	3,04				
3	3,27	2	3,04	2	3,06	6	3,31	9	3,32					1	3,23	3р.	3,23
										2	2,60			1р.	2,82		
2	3,00	3	2,82			4р.	3,15										
5	2,58	3	2,56	2	2,81		3,02	4	3,03	2	2,491			1д	2,57		
		3	2,352			4	2,549	3	2,496	2	2,378			2	2,44	2р.	2,57
				4	2,50	3	2,373										2,44
2	2,393	2	2,242														
2	2,134	3	2,116			2	2,128			2	2,132			2	2,37		
												3р.	2,001			2р.	2,275
5	2,001	7	1,980			5	2,011			4	1,997			3	2,116	2	2,186
		3	1,873					4р.	1,976					4р.	1,976		
1	1,805	3	1,802							2	1,850						
														0,5	1,877		
4р.	1,669	5	1,650			6	1,648							3	1,813		
														0,5	1,785		
1	1,540	1	1,560			4	1,602			5	1,659			0,5р.	1,716		
										3	1,547			5р.	1,657		
5	1,507	4	1,528			3	1,533			2	1,504			1	1,609		
		5	1,487			5	1,487			2	1,377			0,5	1,576		
		2	1,366			2	1,374			3	1,339			3	1,535		
						3	1,327							2	1,490		
						4	1,287							2	1,366		

каолинит присутствует и в обр. 17/362, однако, поскольку он не обрабатывался HCl, линия каолинита сливается с линиями хлорита.

Образец 46/362 состоит из диоктаэдрической гидрослюда, хлорита, смешаннослойной фазы и, возможно, каолинита. Каждый из трех последних компонентов находится в подчиненных количествах по отношению к гидрослуде. На присутствие смешаннослойной фазы (монтмориллонит — гидрослюда) указывает широкий диффузивный рефлекс с d от 14,2 до 18 кХ, наблюдаемый на рентгенограмме насыщенного образца. Широкий диффузный фон свидетельствует, что соотношение пакетов хлорита и монтмориллонита неодинаково в различных кристаллах.

В состав обр. 137/819 входят смешаннослойная фаза (гидрослюда — монтмориллонит) и каолинит. Присутствие первой устанавливается по наличию рефлекса (001) с $d = 13,1$ кХ. Смешаннослойная фаза включает примерно 70% пакетов гидрослюда и 30% разбухающего минерала (вермикулита или монтмориллонита) ¹.

Мы ограничились рассмотрением рентгенограмм пяти образцов глин смешанного состава, которые включают основные минеральные компоненты, характерные для этих пород. Однако и эти образцы дают достаточно ясную характеристику минералогического состава глин описываемого типа.

¹ Данные о количественном соотношении компонентов основаны на выводах Уивера (Weaver, 1956).

•

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФАЦИИ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В понимании терминов «фация», «литогенетический тип» автор придерживается формулировок, которые были предложены группой литологов Геологического института АН СССР. Согласно их определению, «фация... совокупность физико-географических условий образования осадка, выраженных в одном или нескольких генетических типах пород, тесно связанных между собой» (Ботвинкина и др., 1956, стр. 8). Под литогенетическим типом подразумевается «...тип первоначального осадка, превращенного в породу, обладающую совокупностью определенных первичных генетических признаков» (там же, стр. 7).

В составе угленосной толщи исследованного района установлен комплекс различных фаций, объединяемых в четыре группы отложений: 1) аллювиальные, 2) озерные, 3) болотные, 4) элювиально-делювиальные и пролювиальные (табл. 5).

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Осадки аллювиального генезиса в разрезе имеют наибольшее распространение. На их долю приходится от 55—60 до 85% всего разреза. Ископаемые и современные аллювиальные отложения изучены в настоящее время с большой детальностью. Описание современного аллювия и характеристику многих сторон процесса его накопления мы находим в работах Е. В. Шанцера (1951, 1961), Ю. А. Билибина (1956), А. А. Маккавеева (1959), Ю. А. Лаврушина (1961б) и других, а ископаемого аллювия в работах Д. А. Жемчужникова, В. С. Яблокова, П. П. Тимофеева, Л. Н. Ботвинкиной, А. П. Феофиловой (1959—1960) и многих других. Аллювий юрской угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна во многих чертах сходен с аллювием угленосных толщ других регионов. Однако в настоящей работе дана его развернутая характеристика, поскольку нет полного описания фаций угленосной толщи этого района.

В связи с существенными различиями в условиях накопления отложений на различных участках долины принято выделять среди аллювия две фации: фацию русла и фацию поймы. Отложения обеих фаций присутствуют в составе угленосной толщи.

Фация осадков русла

Среди осадков фации русла по комплексу генетических признаков можно выделить две субфации: субфацию осадков русла крупной реки

Литогенетические типы и фации угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна

Отложения	Фация и субфация		Литогенетический тип
Аллювиальные	Фация осадков русла	Субфация осадков русла крупной реки	АРК-1. Гравелиты, песчаники крупнозернистые, плохо сортированные, неслоистые или с неправильной крупной косой слоистостью АРК-2. Песчаники крупно-, средне- и мелкозернистые, с крупной косой слоистостью и ритмической сортировкой АРК-3. Песчаники мелкозернистые, алевролиты крупнозернистые, с мелкой косой, косоволнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью
		Субфация осадков русла малой реки или протока	АРП-1. Песчаники крупно- и среднезернистые, нередко гравийные, с неправильной крупной и мелкой косой слоистостью, текстурами взмучивания АРП-2. Песчаники мелко- и среднезернистые, алевроитовые, с мелкой косой, мелкой косой штриховатой и волнистой слоистостью, текстурами взмучивания
	Фация осадков поймы		АПП-1. Чередование песчаников мелкозернистых и алевролитов крупно- и мелкозернистых, нередко глинистых, или аргиллитов, с волнистой, горизонтальной, косоволнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью АПП-2. Алевролиты мелко- и крупнозернистые, с волнистой, волнисто-прерывистой, линзовидной и горизонтальной слоистостью
Озерные	Фация осадков относительно крупного озера	Субфация осадков прибрежной части относительно крупного озера	ОП-1. Песчаники мелко-, реже среднезернистые, с мелкой косой, косоволнистой и мелкой косой штриховатой разнонаправленной слоистостью ОП-2. Песчаники мелкозернистые, алевролиты крупнозернистые, с волнистой, волнисто-прерывистой и горизонтальной слоистостью
		Субфация осадков центральной части относительно крупного озера	ОЦ-1. Алевролиты крупнозернистые, песчаники мелкозернистые, с тонкой горизонтальной и пологой волнистой слоистостью ОЦ-2. Алевролиты мелкозернистые, аргиллиты, неслоистые или со скрытой горизонтальной слоистостью
	Фация осадков заболачивающегося и зарастающего озера		ОБ-1. Алевролиты крупно- и мелкозернистые, с большой примесью глинистого или мелкопесчаного материала, крупными и мелкими корешками, текстурами взмучивания, протыкания ОБ-2. Алевролиты мелко- и крупнозернистые, нередко слабо углистые, неслоистые или со слабо выраженной горизонтальной и волнистой слоистостью ОБ-3. Алевролиты крупно- и мелкозернистые, песчаные, песчаники мелкозернистые, с нарушенной горизонтальной, волнистой слоистостью, отчетливыми текстурами взмучивания ОБ-4. Алевролиты мелко- и крупнозернистые, глинистые, со слабо выраженными текстурами взмучивания, волнистой и горизонтальной слоистостью

Таблица 5 (окончание)

Отложения	Фация и субфация	Литогенетический тип
Озерные	Фация осадков сапропелевого озера	Сапропелито-гумитовые угли
		Гумито-сапропелитовые угли
		Сапропелитовые угли
Болотные	Фация осадков подвижного, сильно обводненного, застойного торфяного болота	Гелито-телинитовые угли
	Фация осадков относительно подвижного, сильно обводненного, застойного торфяного болота	Гелито-посттелинитовые угли
	Фация осадков относительно устойчивого, сильно обводненного, застойного торфяного болота	Гелито-преколлинитовые угли
	Фация осадков устойчивого, сильно обводненного, застойного торфяного болота	Гелито-коллинитовые угли
Пролувиальные и элювиально-делювиальные	Фация пролувиальных осадков	ПР-1. Алеврито-глинистые брекчии, гравелиты крупно- и мелкозернистые, плохо сортированные, неслоистые или со слабо выраженной слоистостью ПР-2. Песчаники крупно-, средне- и мелкозернистые, алевролиты крупно- и мелкозернистые, плохо сортированные, неслоистые или с горизонтальной и волнистой слоистостью
	Фация элювиально-делювиальных осадков	ЭД-1. Карбонатно-кремнистые брекчии, несортированные, неслоистые, с примесью алеврито-глинистого материала ЭД-2. Алевролиты мелко- и крупнозернистые, несортированные, неслоистые, с реликтами обломков известняков, подвергшихся растворению

и субфацию осадков русла малой реки или протока. Каждая из них включает несколько литогенетических типов и характеризует различные условия осадконакопления.

Субфация осадков русла крупной реки

Отличительными особенностями осадков субфации русла крупной реки является сравнительно крупнозернистый состав, наличие крупных древесных остатков, широкое распространение крупной косой слоистости и ритмической сортировки зерен при подчиненном значении неслоистых разностей пород или разностей с другими типами слоистости: мелкой косой, косоволнистой, волнистой, мелкой косой штриховатой. В состав субфации осадков крупной реки входят три литогенетических типа отложений: 1) тип АРК-1 — гравелиты, песчаники крупнозернистые, плохо сортированные, неслоистые или с неправильной крупной косой слоистостью; 2) тип АРК-2 — песчаники крупно-, средне- и мелкозернистые, с крупной косой слоистостью и ритмической сортировкой; 3) тип АРК-3 — песчаники мелкозернистые, алевролиты крупнозернистые, с мелкой косой, косоволнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью.

Тип АРК-1. Гравелиты, песчаники крупнозернистые, плохо сортированные, неслоистые или с неправильной крупной косой слоистостью (табл. I).

В русловом комплексе отложения данного типа представлены наиболее грубозернистыми разностями пород: конгломератами, гравелитами, песчаниками крупнозернистыми, нередко гравийными. В составе песчаных и гравелитов встречаются обломки галечниковой размерности, имеющие окатанную или угловатую форму; в последнем случае они представлены алевролито-глинистыми породами угленосной толщи.

Слоистость, как правило, отсутствует; иногда она представлена неправильной крупной косой, проявляющейся благодаря наличию крупных витринизированных растительных остатков (часто образующих значительные скопления), ориентированному расположению уплощенных галечек или неправильному расположению линз и прослоев материала, различного по гранулометрическому составу. Растительных остатков, помимо уже отмечавшихся линз витрена, не встречено. Содержание таких линз в породах невысокое, но иногда они образуют значительные скопления.

Мощность отложений невысокая и обычно не превышает 1—2 м, в редких случаях достигая 5—6 м. В разрезе они приурочены к базальным горизонтам русловых отложений и с разрывом залегают на подстилающих осадках. Формирование отложений типа АРК-1 осуществлялось в участках русел, характеризовавшихся высокими скоростями течения при его неустойчивом характере. Такими участками являются прибрежные части русел.

Тип АРК-2. Песчаники крупно-, средне- и мелкозернистые, с крупной косой слоистостью и ритмической сортировкой (табл. II).

Отложения представлены песчаниками крупно-, средне- и мелкозернистыми, иногда гравелитами мелкозернистыми. Породам свойственна отчетливая крупная косая слоистость и ритмическая сортировка. Мощность ритмически сортированных слоев изменяется от долей сантиметра до 2—3 см. Мощности косых серий обычно составляют 0,7—1,5 м; косые слои в них наклонены в одну сторону. В каждой косой серии отчетливо прослеживается утонение обломочного материала от ее основания к верхней части.

В разрезе, сложенным осадками этого типа, можно наблюдать общее утонение материала снизу вверх. В этом же направлении уменьшается мощность косых серий и отдельных косых слоев, входящих в состав последних; крупная косая прямолинейная слоистость сменяется крупной косой сходящейся; слоистость становится менее четкой. Отложения содержат обугленные растительные остатки и детрит, которые в ряде случаев подчеркивают слоистость.

Осадки литогенетического типа АРК-2¹ развиты наиболее широко в русловом аллювии и нередко слагают его почти нацело. Наиболее часто мощность их 10—15 м, а иногда возрастает до 20—22 м. В разрезе толщи отложения залегают на осадках типа АРК-1 и связаны с ними постепенным переходом, а нередко ложатся с разрывом на предшествую-

¹ В ряде работ (Ботвинкина, 1954; Тимофеев, 1954; Ботвинкина и др., 1956) среди ископаемых русловых отложений выделяются два литогенетических типа, равнозначных в своей совокупности только что описанному. Основанием для выделения двух литогенетических типов служат в основном различия в характере косой слоистости. Один из типов обладает крупной косой прямолинейной слоистостью, другой — крупной косой сходящейся. Первый тип обычно представлен более крупнозернистыми разностями пород, чем второй. Присутствие этих двух форм крупной косой слоистости, прямолинейной и сходящейся, характерно также и для русловых отложений угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна. Однако уловить, прямолинейны ли косые слои в основании косой серии или выполаживаются, удается нечасто, поэтому выделение двух типов руслового аллювия среди пород толщи нам кажется нецелесообразным.

щие отложения. Вверх по разрезу они сменяются русловыми отложениями типа АРК-3 или осадками пойменного комплекса.

Условия, в которых происходило формирование отложений, могут быть реконструированы достаточно уверенно. Наличие крупной косой однонаправленной слоистости показывает, что осадок отлагался в водном потоке. Значительные мощности косых серий, сравнительная грубозернистость обломочного материала свидетельствуют о больших размерах таких потоков и высоких скоростях течения. В пределах русла подобным условиям отвечают условия прирусловой отмели.

Тип АРК-3. Песчаники мелкозернистые, алевриты крупнозернистые, с мелкой косой, косоволнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью (табл. III).

Отложения сложены мелкопесчаными и крупноалевритовыми породами. Они обладают мелкой косой, мелкой косой штриховатой, косоволнистой, волнистой и горизонтальной слоистостью. Она проявляется в послойных скоплениях растительного материала, слюды или в чередовании ритмически сортированных слоев (мелкая косая слоистость).

Содержание растительного материала высокое; представлен он детритом, мелкими бесформенными обрывками стеблей и листьев или крупными остатками листьев хорошей сохранности. Особенно обилён растительный материал в мелкоалевритовых, глинистых прослоях, присутствующих среди песчаной и крупноалевритовой породы.

Мощность отложений небольшая, изменяясь от 1—2 до 4—5 м. В разрезе они встречаются в ассоциации с осадками типа АРК-2 и связаны с ними постепенным переходом. Вверх по разрезу они сменяются пойменными, болотными или озерными осадками. По своему происхождению — это отложения прирусловой отмели, характеризовавшейся наиболее низкими скоростями течения, иногда подвергавшейся заилению.

Субфация осадков русла малой реки или протока

Отложения субфации русла малой реки или протока имеют более тонкозернистый состав, чем субфации русла крупной реки. Они сложены песчаниками крупно-, средне- и мелкозернистыми, иногда с примесью гравийных зерен, в редких случаях гравеллитами. Обычно в них присутствует значительная примесь алеврито-глинистого материала, распределенного равномерно среди породы или образующего самостоятельные прослои. Слоистость имеет неправильный характер: крупная и мелкая косая, косоволнистая, мелкая косая и мелкая косая штриховатая, часто нарушенная текстурами взмучивания. Содержание растительного материала высокое.

Отложения субфации подразделяются на два литогенетических типа: 1) тип АРП-1 — песчаники крупно- и среднезернистые, нередко гравийные, с неправильной крупной и мелкой косой слоистостью, текстурами взмучивания; 2) тип АРП-2 — песчаники мелко- и среднезернистые, алевритовые, с мелкой косой, мелкой косой штриховатой и волнистой слоистостью, текстурами взмучивания.

Тип АРП-1. Песчаники крупно- и среднезернистые, нередко гравийные, с неправильной крупной и мелкой косой слоистостью, текстурами взмучивания (табл. IV).

Осадки сложены песчаниками крупнозернистыми или среднезернистыми; в них обычно присутствуют мелкие галечки и зерна средне- и крупногравийной размерности, резко угловатые, неокатанные, состоящие из алеврито-глинистых пород самой угленосной толщ. Алеврито-глинистый материал в заметном количестве входит в состав всей породы, будучи равномерно распределен среди обломков песчаной размерности.

Слоистость в породах имеет неправильный характер. Наиболее распространена крупная косая, с различными азимутами, иногда встречается мелкая косая, мелкая косая штриховатая, косоволнистая. Слоистость нарушена текстурами взмучивания. Проявляется она благодаря присутствию крупных неправильно ориентированных линз витрена, мелких растительных остатков, прослоев алевролита или алевроитового аргиллита, обогащенных мелкими и крупными растительными остатками. Иногда слоистость выражена грубым чередованием слойков, неодинаковых по размерности слагающего их материала. Такое чередование напоминает плохо оформленную ритмическую сортировку.

Содержание растительного материала в породах высокое: крупные линзы витрена, ориентированные беспорядочно или подчеркивающие слоистость, мелкие обрывки стеблей и листьев, приуроченные к прослоям алевроитового материала.

Мощность отложений невысокая — 1,5—2,0, иногда 3—4 м. Нижняя граница их резкая, со следами размыва; размыв выражен неровным волнистым контактом с нижележащими осадками и включением мелких галечек в породе непосредственно выше контакта. Вверх по разрезу эти отложения переходят в осадки типа АРП-2.

Грубозернистый состав отложений, беспорядочный характер косой слоистости показывают, что их накопление происходило в обстановке текучих вод с высокой и неустойчивой динамикой водной среды. Наиболее вероятно, что это были русла небольших рек и протоков, отшнуровавшиеся от главного русла¹. Осадки этого типа накапливались в начальные моменты развития таких рек, когда они обладали высокими скоростями течения и существовали, не пересыхая, в течение всего года.

Тип АРП-2. Песчаники мелко- и среднезернистые, алевроитовые, с мелкой косой, мелкой косой штриховатой и волнистой слоистостью, текстурами взмучивания (табл. V).

Размерность пород изменяется от мелкопесчаной до среднепесчаной. В породе всегда в значительном количестве присутствует алевроитоглинистый, крупнопесчаный или гравийный материал. Характерно, что обломки гравийной размерности представлены переотложенными породами самой угленосной толщи — алевролитами или аргиллитами. Эти же породы образуют самостоятельные прослои.

Породам свойственна мелкая, реже крупная, косая, горизонтальная, волнистая слоистость. Все формы слоистости проявляются благодаря скоплениям разнообразных растительных остатков, ориентировке уплощенных гравийных зерен, присутствию прослоев алевроитоглинистого материала. Мощность таких прослоев колеблется от долей сантиметра до 3—4 см. В ряде случаев порода представляет очень неправильное чередование песчаных и алевроитовых слойков, разделенных резким контактом, нередко со следами отчетливого размыва.

Растительный материал присутствует в значительных количествах. Это крупные линзы витрена, обрывки стеблей и листьев, детрит. Наиболее тонкий растительный материал встречается в большом количестве среди прослоев алевролита и аргиллита, присутствующих в породе. Иногда они становятся слабоуглистыми.

Мощность осадков невелика — от 0,5 до 1,0—1,5 м. Ниже их залегают осадки литогенетического типа АРП-1, а выше — пойменные, озер-

¹ Характеристика осадков таких рек и протоков приводится Е. В. Шанцером (1951), Ю. А. Лаврушиным (1961а), И. А. Алексеевым (1957). Ю. А. Лаврушин, изучавший четвертичный аллювий Енисея в его нижнем и среднем течении, указывает на широкое распространение этих отложений в некоторых участках долины реки.

но-болотные или болотные. Во всех случаях удается проследить постепенный переход отложений типа АРП-2 в выше- и нижележащие комплексы.

Анализ генетических признаков осадков показывает, что они накапливались в более спокойных условиях, чем осадки типа АРП-1. Наиболее вероятно, что они относятся к более поздним этапам развития малых рек и протоков; тогда в известные моменты скорости течения в последних падали практически до нуля и развивались интенсивные процессы заиления. Именно в это время среди песчаных осадков формировались прослой горизонтально- и волнистослоистых алевролитов и алевроитовых аргиллитов, сильно обогащенных растительным материалом. В остальные моменты поток имел большую скорость, и отлагались песчаные осадки.

Фация осадков поймы

Пойменные отложения формируются в результате деятельности полых вод, периодически заливающих поверхность поймы.

Многие исследователи указывают на значительную пестроту пойменных осадков по сравнению с русловыми, отражающую большое разнообразие условий осадконакопления. Е. В. Шанцер (1951) считает, что главной причиной пестроты является сложный характер гидродинамики полых вод при движении на пойме, сезонность и сравнительная непродолжительность их деятельности. Тем не менее на пойме можно наметить определенную зональность. По предложению Е. В. Шанцера выделяются: 1) зона формирования прирусловых валов, прилегающая непосредственно к руслу; здесь, помимо взвешенных наносов, в большом количестве осаждаются влекомый материал; 2) приречная зона поймы, располагающаяся за первой; в ней отлагается основная часть взвешенных наносов; 3) внутренняя зона поймы, наиболее удаленная от русла; здесь процессы осадконакопления развиты слабо. Е. В. Шанцер подчеркивает, что «...в разрезах пойм выделить фацию первичных прирусловых валов... далеко не всегда удастся достаточно четко», ибо «...генетически и по составу отложений она очень близка к отложениям прирусловых отмелей, с которыми связана тесными переходами, занимая как бы промежуточное положение между собственно пойменным и русловым аллювием» (Шанцер, 1951, стр. 115).

Отложения фации поймы, присутствующие в разрезе угленосной толщи, представлены неодинаковыми по своему литологическому составу породами: песчаниками мелкозернистыми, иногда среднезернистыми, алевролитами, алевроитовыми аргиллитами; широкое распространение имеют частые переслаивания песчаников и алевроитов. Среди пойменных осадков выделено два литогенетических типа: 1) тип АПП-1 — чередование песчаников мелкозернистых и алевролитов, крупно- и мелкозернистых, нередко глинистых, с волнистой, горизонтальной, косоволнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью; 2) тип АПП-2 — алевролиты мелко- и крупнозернистые, с волнистой, волнисто-прерывистой, линзовидной и горизонтальной слоистостью.

Тип АПП-1. Чередование песчаников мелкозернистых и алевролитов, крупно- и мелкозернистых, нередко глинистых или аргиллитов с волнистой, горизонтальной, косоволнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью (табл. VI).

Чередование пород, слагающих осадки данного типа, имеет правильный характер. Прослой мелкозернистых песчаников заметно преобладают. Их мощность колеблется от 10—15 до 30—40 см; мощность прослоев алевролитов или алевроитовых аргиллитов изменяется от 5—7 до 10—15 см. Граница, разделяющая прослой, резкая; нижняя граница прослоя песчаников нередко является границей размыва.

Прослои песчаников окрашены в серый, темно-серый цвета, содержат примесь алевритового и глинистого материала. В породе широко распространены волнистая (сплошная и прерывистая), горизонтальная и косоволнистая слоистость; в наиболее мощных прослоях иногда можно наблюдать мелкую косую штриховатую слоистость. Слоистость проявляется благодаря наличию крупных линз витрена, прослойных скоплений тонкого растительного материала, в меньшей степени тонких алеврито-глинистых прослоев.

Прослои алевролитов и аргиллитов окрашены в темно-серый или даже черный цвет. В них в заметном количестве присутствует глинистый и мелкопесчаный материал.

Наиболее характерными типами слоистости являются горизонтальная, волнистая или волнисто-прерывистая. Она фиксируется благодаря послойным скоплениям детрита, крупных и мелких растительных остатков, нередко хорошей сохранности. Иногда слоистость выражена чередованием тончайших слоев материала различной размерности.

В разрезе отложения связаны постепенными переходами с отложениями типов АРК-3, АРП-1 и АРП-2, залегающими непосредственно ниже их. Выше отложения этого типа постепенно переходят в пойменные или болотные осадки.

Накопление осадков происходило в условиях резких изменений динамики водной среды. Во время накопления песчаных прослоев скорости перемещения воды были более высокими. Прослои алевролита и алевритового аргиллита, наоборот, отлагались в застойной обстановке.

По своему облику отложения близки к так называемой ленточной фации поймы, выделенной Е. В. Шанцером (1951) среди пойменного комплекса современных рек. Их формирование осуществлялось во внешней приречной зоне поймы, в непосредственном соседстве с прирусловыми валами. Наличие правильного чередования прослоев песчаника и алевролита было обусловлено сезонными изменениями режима полых вод: песчаные осадки накапливались в периоды половодий, а более тонкозернистые породы — во время спада полых вод.

Тип АПП-2. Алевролиты мелко- и крупнозернистые, с волнистой, волнисто-прерывистой, линзовидной и горизонтальной слоистостью (табл. VII).

Отложения этого типа включают наиболее тонкозернистые разности пород пойменного комплекса и представлены алевролитами крупно- и мелкозернистыми, в меньшей степени алевролитовыми аргиллитами.

Все разности пород окрашены в серые, темно-серые, иногда белесовато-серые тона. Обычно они обладают отчетливой слоистостью, но встречаются разности без видимой слоистости. Для пород характерны неправильная волнистая, волнисто-прерывистая, линзовидная и горизонтальная формы слоистости. Часто она нарушена неотчетливыми текстурами взмучивания, протыкания. Слоистость проявляется за счет неоднородности терригенного материала и значительных скоплений растительных остатков. Породы без видимой слоистости часто обнаруживают скрытую слоистость. При раскалывании они распадаются на плиточки с плоско-параллельными или волнистыми плоскостями. На поверхностях скола присутствуют скопления слюды, растительного детрита; это обстоятельство указывает, что такие поверхности являются поверхностями напластования осадка.

Растительный материал, присутствующий в породе, очень разнообразен — детрит, мелкие и крупные остатки листьев хорошей сохранности или их бесформенные обрывки, изредка единичные корешки. Часто в этих отложениях присутствует несколько слабо оформленных почвенных горизонтов. Они представлены алеврито-глинистыми породами, ок-

рашенными гумусом в бурый цвет и содержащими линзы витрена и мелкие корешки.

Мощность отложений невысокая и колеблется от 0,5—0,8 до 2,0—2,5 м. В разрезе они залегают на осадках типов АПП-1, АРК-3 или АРП-2. Выше располагаются болотные образования или отложения фации застойных и заболачивающихся водоемов; переход к ним всегда постепенный, но достаточно быстрый.

Комплекс генетических признаков, свойственный отложениям описываемого типа, показывает, что их накопление происходило в среде с очень спокойной динамикой воды. На пойме такая обстановка существует в тех ее частях, которые расположены на значительном расстоянии от русла. Сюда поступает лишь тонкозернистый обломочный материал, взвешенный в полых водах. Здесь может произрастать разнообразная и богатая растительность.

По своим особенностям отложения типа АПП-2 соответствуют фации линзовидно- и скрытослоистых суглинков и супесей с гумусовыми прослоями, выделяемой среди отложений поймы (Шанцер, 1951; Лаврушин, 1961б).

* * *

Удельный вес осадков аллювиальных фаций очень различен: наиболее широкое распространение имеют осадки субфации русла крупной реки (50—70% от всего аллювия), на втором месте стоят осадки субфации малой реки или протока (от 20 до 40%), содержание пойменных осадков составляет не более 10% от всего аллювия.

ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Особенности современного процесса озерного осадконакопления рассмотрены в работах Д. В. Наливкина (1956), К. К. Гильзена (1925), В. А. Гричука (1949), В. К. Чернова (1947), Е. В. Шанцера (1951) и некоторых других. Д. В. Наливкин (1956), систематизировавший данные многих исследователей, отмечает следующие признаки озерных отложений: 1) пресноводная фауна; 2) ограниченное распространение, соответственно форме озера; 3) правильная, ясная, нередко тонкая слоистость; местами развита косая слоистость; 4) небольшая мощность, обычно десятки метров и меньше, реже больше; 5) преобладание глин, нередко мергелистых; 6) зональное распределение осадков в больших озерах. По указанию Д. В. Наливкина, для современных озер характерно широкое распространение иловатых и глинистых отложений при подчиненном значении песчано-гравийных. Последние встречаются обычно в наиболее крупных озерных водоемах, приурочиваясь к их периферической, береговой, части. Мощность грубозернистых озерных осадков максимальна вблизи устьев крупных рек.

Характеристику осадков ископаемых озер мы находим в работах Л. Н. Ботвинкиной (1953), Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн (1949), В. В. Копериной (1956), Т. А. Ишиной (1954) и многих других. Древние озерные отложения сходны с современными. В большинстве случаев это алевроито-глинистые или мелкопесчаные породы с тонкой горизонтальной и волнистой слоистостью, сильно обогащенные растительным материалом. В более крупнозернистых разностях песчаников (средне- и крупнозернистых) присутствуют также косоволнистая, мелкая косая, мелкая косая штриховатая или крупная косая слоистость. Для последней характерны разные направления наклона косых слоев в смежных косых сериях.

В составе угленосной толщи центральной части Иркутского бассей-

на установлено несколько типов озерных отложений, объединяемых в две фации: относительно крупного озера и заболачивающегося и зарастающего болота.

Фация осадков относительно крупного озера

Отложения фации относительно крупных озер играют незначительную роль: на их долю приходится не более 3—4% от суммарной мощности всей толщи. В зависимости от условий накопления, она может быть подразделена на две субфации — прибрежной и центральной частей относительно крупного озера.

Субфация осадков прибрежной части относительно крупного озера

Характерными признаками осадков субфации является сравнительно крупнозернистый состав (песчаники мелко- и среднезернистые), наличие мелкой косой, косоволнистой, мелкой косой штриховатой, горизонтальной и волнистой слоистости, высокое содержание растительного материала. Субфация включает два литогенетических типа отложений: 1) тип ОП-1 — песчаники мелко-, реже среднезернистые, с мелкой косой, косоволнистой и мелкой косой штриховатой разнонаправленной слоистостью; 2) тип ОП-2 — песчаники мелкозернистые, алевролиты крупнозернистые, с волнистой, волнисто-прерывистой и горизонтальной слоистостью.

Тип ОП-1. Песчаники мелко-, реже среднезернистые, с мелкой косой, косоволнистой и мелкой косой штриховатой разнонаправленной слоистостью (табл. VIII).

Диапазон изменения размерности осадков этого литогенетического типа невелик: от песчаников мелкозернистых до песчаников среднезернистых. Они хорошо сортированы и однородны по своему составу, примесь алевроито-глинистого крупнопесчаного и гравийного материала отсутствует. Породы окрашены в светло-серый и серый цвета.

Слоистость в отложениях разнообразная — мелкая косая разнонаправленная, мелкая косая штриховатая, косоволнистая, в редких случаях горизонтальная и волнистая. Обычно в породах можно обнаружить несколько типов слоистости: мелкой косой, волнистой, косоволнистой, горизонтальной и т. д. Слоистость проявляется в послойном скоплении растительного материала, в некоторых разностях — в чередовании слоев, различных по гранулометрическому составу.

Содержание растительного материала в отложениях высокое: детрит, мелкие неопределимые обрывки стеблей и листьев.

В ряде случаев можно наблюдать латеральные переходы осадков в русловые и пойменные. Расстояние, разделяющее аллювиальные и озерные отложения, может быть небольшим — от 1—2 км до 250—500 м. По-видимому, в питании древних озерных водоемов значительную роль играл материал, заносимый речными потоками. Впоследствии он подвергался сортировке в озере.

Мощность отложений невысокая: от нескольких десятков сантиметров до 2—3 м. В разрезе они тесно связаны с другими озерными, а также пойменными и болотными осадками.

Тип ОП-2. Песчаники мелкозернистые, алевролиты крупнозернистые, с волнистой, волнисто-прерывистой и горизонтальной слоистостью (табл. IX).

Размерность пород изменяется от песчаников мелкозернистых до алевролитов крупнозернистых. Они хорошо сортированы и состоят из обломочных частиц близкой размерности. Слоистость выражена отчетливо: волнистая, волнисто-прерывистая, горизонтальная. Проявляется

она благодаря чередованию различных по своей размерности слоев, послойным скоплениям растительного материала, слюды. Обычно в породе одновременно присутствуют все три типа слоистости, реже развиты только волнистая и волнисто-прерывистая или горизонтальная.

Растительный материал присутствует в большом количестве. Он представлен детритом и мелкими обрывками листьев, иногда встречаются отпечатки листьев хорошей сохранности.

Мощность отложений невысокая: от нескольких десятков сантиметров до 1,5—2,0 м. Они залегают выше осадков типов ОП-1 или АПП-1 и связаны с ними постепенными переходами. Вверх по разрезу эти осадки постепенно сменяются осадками фаций заболачивающихся и зарастающих озер или отложениями субфаций центральных частей относительно крупных озер.

Формирование осадков данного литогенетического типа происходило в более глубоководных участках периферической зоны крупных озер, чем формирование осадков типа ОП-1. Сюда поступал еще довольно крупнозернистый обломочный материал, а воздействие волновых процессов на осадок было значительным; растительный материал, хотя и приносился в больших количествах, но был представлен тонкими обрывками.

Субфация осадков центральной части относительно крупного озера

Осадки субфации представлены песчаниками мелкозернистыми, алевролитами крупно- и мелкозернистыми; для пород характерна тонкая горизонтальная или слабоволнистая слоистость, часто встречаются скрытослоистые или неслоистые разности; содержание растительного материала низкое (детрит, мелкие обрывки листьев), нередко он полностью отсутствует.

В отложениях субфации выделено два литогенетических типа: 1) тип ОЦ-1 — алевролиты крупнозернистые, песчаники мелкозернистые, со слабо выраженной тонкой горизонтальной и пологой волнистой слоистостью; 2) тип ОЦ-2 — алевролиты мелкозернистые, аргиллиты алевроитовые, неслоистые или со скрытой горизонтальной слоистостью.

Тип ОЦ-1. Алевролиты крупнозернистые, песчаники мелкозернистые, с тонкой горизонтальной и пологой волнистой слоистостью (табл. X).

Породы обычно хорошо сортированы. Им свойственна светло-серая, слегка белесоватая окраска, встречаются и темноокрашенные разности.

Слоистость выражена всегда отчетливо: тонкая горизонтальная или пологая волнистая; проявляется она благодаря послойным скоплениям слюды, чередованию слоев различной размерности, в меньшей степени скоплениям тонкого растительного материала. Последний присутствует всегда в небольших количествах — детрит, мелкие обрывки стеблей и листьев. По-видимому, именно благодаря низкому содержанию растительного материала породы обладают светлой окраской.

Мощность отложений невысокая: 20—30 см, в редких случаях она достигает 1 м. В разрезе отложения описываемого литогенетического типа встречаются редко и развиты непосредственно выше отложений типов ОП-1 или ОП-2. Выше могут располагаться осадки типа ОЦ-2 или отложения фации заболачивающихся и зарастающих озер.

В генетическом отношении отложения этого типа представляют собой осадки довольно глубоководных частей озер, где еще сказывалось воздействие волновых движений.

Тип ОЦ-2. Алевролиты мелкозернистые, аргиллиты, неслоистые или со скрытой горизонтальной слоистостью (табл. XI).

Отложения представлены тонкозернистыми хорошо отмученными разностями пород: мелкозернистыми сильно глинистыми алевролитами,

аргиллитами. В них примесь материала, заметно отличающегося по размерности от основной фракции, практически отсутствует. Породы окрашены в серый, белесовато-серый, зеленовато-серый цвета. Окраска равномерная, иногда неправильная, пятнистая.

Осадкам свойственна скрытая горизонтальная слоистость или полное ее отсутствие. В первом случае при раскалывании молотком породы распадаются на плоско-параллельные плитки, во-втором — образуют неправильную щебенку. В породе часто присутствуют конкреции пирита: от самых мелких (миллиметры или доли миллиметра) до более крупных — 2—3 см. Такие конкреции сильно деформируют породу, что указывает на образование их до полной литификации осадка.

Растительный материал присутствует в небольших количествах: это — мелкие остатки листьев, детрит, иногда линзы витрена. Мощности отложений невысокая — несколько десятков сантиметров, лишь в отдельных случаях она возрастает до 1,0—1,5 м. В разрезе эти отложения встречаются редко, располагаясь непосредственно выше осадков типов ОП-2, ОЦ-1. Выше в большинстве случаев развиваются осадки фации заболачивающихся и зарастающих озер.

По своему происхождению — это, по-видимому, отложения центральных, наиболее глубоководных частей крупных озер. Сюда не достигали волнения воды, существовала застойная обстановка, нередко развивались процессы сероводородного заражения, вследствие чего формировались конкреции пирита.

Фация осадков заболачивающегося и зарастающего озера

Отложения этой фации по своему значению стоят на втором месте после аллювиальных: на их долю приходится от 25 до 40% разреза; лишь в редких разрезах удельный вес их ниже 10%. Эти осадки обычно завершают разрез озерных отложений, предшествуя появлению болотных, поэтому иногда их называют озерно-болотными. В составе фации выделяется четыре литогенетических типа отложений: 1) тип ОБ-1 — алевролиты крупно- и мелкозернистые, с высокой примесью глинистого и мелкопесчаного материала, крупными и мелкими корешками, текстурами взмучивания, протыкания; 2) тип ОБ-2 — алевролиты крупно- и мелкозернистые, нередко слабо углистые, неслоистые или со слабо выраженной горизонтальной и волнистой слоистостью; 3) тип ОБ-3 — алевролиты крупно- и мелкозернистые, песчаные, песчаники мелкозернистые, с нарушенной горизонтальной, волнистой слоистостью, отчетливыми текстурами взмучивания; 4) тип ОБ-4 — алевролиты мелко- и крупнозернистые, глинистые, со слабо выраженными текстурами взмучивания, волнистой и горизонтальной слоистостью.

Тип ОБ-1. Алевролиты крупно- и мелкозернистые, с высокой примесью глинистого или мелкопесчаного материала, крупными и мелкими корешками, текстурами взмучивания, протыкания (табл. XII).

Наиболее обычным структурным типом породы являются алевролиты крупно- или мелкозернистые, плохо сортированные, содержащие в большом количестве мелкопесчаный и глинистый материал. В редких случаях отложения представлены мелкозернистым песчаником с высокой примесью алевроито-глинистого материала. Породы окрашены в темно-серый или буровато-серый цвет за счет высокого содержания тонкого гумусового материала.

Для отложений характерно широкое распространение неслоистых текстур (взмучивания, протыкания), проявляющихся вследствие неравномерного распределения материала различной размерности, скоплений растительных остатков. Последние представлены крупными и мелкими обрывками стеблей и листьев, линзами витрена. В большом количест-

ве присутствуют корешки растений; их размер колеблется от 1 до 10—15 см.

Мощность отложений невысокая — 20—50 см; в разрезе они обычно располагаются непосредственно ниже пластов каменного угля (ископаемых торфяников), но могут встречаться и без видимой связи с ними. Ниже их присутствуют осадки литогенетических типов ОБ-3 или ОБ-4, более редко — отложения фации относительно крупных озер или фации поймы.

Эти осадки формировались в конечную стадию развития озер. Подобные образования часто носят наименование «почвы угольного пласта» (Ботвинкина, 1953; Ботвинкина, Жемчужников и др., 1956).

Тип ОБ-2. Алевролиты мелко- и крупнозернистые, нередко слабоуглистые, неслоистые или со слабо выраженной горизонтальной и волнистой слоистостью (табл. XIII).

Отложения представлены мелко- и крупноалевритовыми разностями пород, обычно хорошо сортированными, со значительной примесью глинистой фракции. Породы окрашены в темно-серый, буровато-серый или черный цвета за счет высокого содержания тонкого гумусового материала. Встречаются слабо углистые разности. Окраска неоднородная, это обусловлено неравномерным распределением растительного материала. Слоистость выражена слабо; горизонтальная или волнисто-прерывистая; присутствие слоистости часто можно фиксировать только благодаря способности породы раскалываться по плоскостям наложения.

Содержание растительного материала высокое: помимо тонких обрывков, фиксируемых только под микроскопом, и детрита, в большом количестве присутствуют крупные и мелкие обрывки листьев, линзы витрена, иногда мелкие корешки. Количество растительного материала заметно возрастает от основания к кровле.

Мощность отложений невысокая: обычно 15—20 см, нередко 5 см, и лишь в исключительных случаях она достигает 50 см. По своему положению в разрезе отложения этого типа аналогичны отложениям типа ОБ-1. Они приурочены к основаниям угольных пластов, ниже их развиты осадки литогенетических типов ОБ-3, ОБ-4, озерные или пойменные. Несмотря на сходство положения в разрезе, по условиям образования осадки типов ОБ-2 и ОБ-1 несколько различались. Об этом говорит лучшая сортировка материала, слагающего отложения типа ОБ-2, более высокое содержание растительных остатков, наличие слоистости, присутствие корешков. Возможно, что накопление осадков типа ОБ-2 происходило в условиях более высокого увлажнения.

Тип ОБ-3. Алевролиты крупно- и мелкозернистые, песчанистые; песчаники мелкозернистые, с нарушенной горизонтальной, волнистой слоистостью, текстурами взмучивания (табл. XIV).

Размерность осадков изменяется от песчаника мелкозернистого до алевролита мелкозернистого. Сортировка пород низкая. Так, в мелкозернистом алевролите всегда присутствует мелкопесчаный материал, а в мелкозернистом песчанике — алеврито-глинистый. Часто в породе невозможно выделить преобладающую фракцию. Все разности окрашены в серый и темно-серый цвета.

Среди отложений распространены текстуры взмучивания, протыкания; ограниченное развитие имеют слоистые. Последние представлены неправильной горизонтальной и волнистой слоистостью. Текстурные особенности пород проявляются благодаря скоплениям растительных остатков, наличию слоев и неправильных участков, различающихся по размеру материала. Слоистость, нарушенная слабо оформленными текстурами взмучивания, приурочена, как правило, к нижним частям отложений данного типа. В верхних горизонтах слоистость отсутствует и широко представлены текстуры взмучивания.

Осадки содержат в изобилии разнообразный растительный материал: детрит, мелкие и крупные растительные остатки плохой сохранности, крупные линзы витрена, корешки растений. Последние играют ограниченную роль, особенно в нижней части этих отложений, но в направлении вверх по разрезу их содержание возрастает.

Мощность описываемых отложений невысокая — от нескольких десятков сантиметров до 1,0—1,5 м. Непосредственно выше их по разрезу залегают осадки типа ОБ-1 или ОБ-2, ниже — отложения различного генезиса: относительно крупных озер, аллювиальные — пойменные и русловые. По условиям накопления — это отложения небольших мелководных озерных водоемов, сильно заросших растительностью.

Тип ОБ-4. Алевролиты мелко- и крупнозернистые, глинистые, со слабо выраженными текстурами взмучивания, волнистой и горизонтальной слоистостью (табл. XV).

Размерность пород колеблется от алевролита крупнозернистого до алевролита мелкозернистого. Обычно породы слабо сортированы и содержат примесь мелкопесчаного и глинистого материала. По своим текстурным особенностям отложения литогенетического типа ОБ-4 близки к отложениям типа ОБ-3; в них присутствуют текстуры взмучивания, неправильная горизонтальная и волнистая слоистость. Есть и отличия: в осадках типа ОБ-4 эти текстуры выражены слабее, чем в осадках типа ОБ-3, более широкое распространение имеет горизонтальная и волнистая слоистость.

Содержание растительного материала в описываемых осадках невысокое: представлен он детритом, мелкими обрывками стеблей и листьев, некоторые из них хорошо сохранились, встречаются крупные линзы витрена, единичные мелкие корешки. Мощность отложений изменяется от 30—40 см до 1,0—1,5 м. Обычно они подстилают осадки других литогенетических типов фаций заболачивающихся и зарастающих озер — ОБ-1, ОБ-2, ОБ-3. Ниже их могут быть развиты озерные (типы ОЦ-1 и ОЦ-2) или пойменные осадки.

Отложения, отнесенные к литогенетическому типу ОБ-4, накапливались, по-видимому, в довольно глубоководных озерных водоемах, когда процессы заболачивания только начинались.

Фация осадков сапропелевого озера¹

От описанных выше озерных отложений данная фация отличается тем, что представлена каменными углями, в составе которых в большом количестве присутствуют остатки водорослей. Выделяются три группы углей — сапропелито-гумитовые, гумито-сапропелитовые и сапропелитовые, — различающиеся соотношением водорослевых и гумусовых микрокомпонентов.

В сапропелито-гумитовой группе углей преобладает гелифицированное вещество высших растений. В нем в небольшом количестве заключены неравномерно рассеянные водоросли, присутствуют многочисленные споры, образующие послойные скопления. Гелифицированное вещество высших растений имеет преколлинитовую или коллинитовую структуру. В куске угли полублестящие, с жирным блеском и пураковистым изломом.

В гумито-сапропелитовой группе углей преобладает сильно разложившее сапропелевое вещество (сапроколлинит). Оно цементирует то большее, то меньшее количество водорослей и различные форменные элементы: остатки высших растений, споры, пыльцу. В куске

¹ Характеристика осадков данной фации составлена по материалам Л. И. Боголюбовой и П. П. Тимофеева.

уголь полуматовый, с жирным блеском, однородный, с раковистым изломом.

Группа сапропелитовых углей объединяет два типа: сапроколлинитовый и альгинитовый.

Сапроколлинитовый уголь состоит из сильно разложенного материала водорослей, среди которого заключены единичные сгустки красноватого сильно гелифицированного гумусового материала; включения форменных элементов отсутствуют.

Альгинитовый уголь состоит в основном из хорошо сохранившихся талломов водорослей, сцементированных сапроколлинитовым веществом. Содержание последнего незначительно.

В куске угли обоих типов матовые, однородные, с жирным блеском и раковистым изломом.

БОЛОТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ¹

Отложения болот (ископаемых торфяников) дошли до нас в виде пластов каменных углей. Изучение их петрографического состава, сопоставление последнего с условиями накопления обломочных и глинистых пород, подстилающих угольные пласты, позволяет выделить несколько фациальных типов ископаемых торфяников.

Среди угольных пластов центральной части Иркутского бассейна П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова выделяют следующие генетические типы улей: гелито-телинитовые, гелито-посттелинитовые, гелито-преколлинитовые, гелито-коллинитовые. Им соответствуют следующие фации: подвижного, сильно обводненного, застойного торфяного болота; относительно подвижного, сильно обводненного, застойного торфяного болота; относительно устойчивого, сильно обводненного застойного торфяного болота; устойчивого, сильно обводненного, застойного торфяного болота.

Фа́ция осадков подвижного, сильно обводненного, застойного торфяного болота

Фа́ция включает гелито-телинитовый тип угля, состоящий из ксилотитрена, витрена, иногда также ксилена. Все микрокомпоненты имеют четкие контуры, плотно прилегают друг к другу. Иногда они цементируются небольшим количеством гелито-коллинита, но содержание последнего не превышает 30%. Липоидные включения не характерны. Фюзенизированные ткани встречаются редко. Из минеральных примесей часто и в значительном количестве можно наблюдать пирит, зерна кварца.

В куске угли полублестящие, полосчатые или штриховатые, со ступенчато-угловатым или полураковистым изломом. При высоком содержании терригенного материала уголь приобретает полуматовый блеск.

Фа́ция осадков относительно подвижного, сильно обводненного, застойного торфяного болота

Фа́ция представлена гелито-посттелинитовым типом угля. Он характеризуется преобладанием мелких гелифицированных фрагментов размером менее 0,2 мм, представленных комковатым ксилотитреном, структурным и бесструктурным витреном. Отдельные обрывки тканей имеют линзовидную, полосовидную, округлую и округло-угловатую форму.

¹ Описание и классификация болотных отложений приводится по материалам Л. И. Боголюбовой и П. П. Тимофеева.

Контуры их то более четкие, то несколько расплывчатые. Липоидные микрокомпоненты присутствуют в небольшом количестве. Данный тип угля характеризуется высокими степенями измельчения и остудневания растительного материала. В некоторых случаях уголь сильно обогащен пиритом, в других — терригенной примесью.

В куске гелито-телинитовые угли полублестящие, но при высоком содержании минеральных примесей могут быть матовыми и полуматовыми. Структура угля штриховатая, излом угловатый, у матовых разностей — прямой.

Фация осадков относительно устойчивого, сильно обводненного, застойного торфяного болота

К этой фации отнесен гелито-преколлинитовый тип угля. Он состоит более чем на 50% из мелких линзовидных и округлых обрывков гелифицированных тканей, утративших первоначальную клеточную структуру, но сохранивших свою форму. Отдельные обрывки тканей состоят из нескольких остудневших клеток, а в ряде случаев ткани раздробились до единичных клеток. Группы клеток или единичные клетки нередко сливаются между собой. Гелифицированные ткани с сохранившимся клеточным строением встречаются редко. Липоидные компоненты присутствуют то в большем, то в меньшем количестве. В куске уголь полублестящий, зольные разности полуматовые и матовые; структура угля однородная или штриховатая, излом полураковистый или прямой.

Фация осадков устойчивого, сильно обводненного, застойного торфяного болота

Эта фация включает гелито-коллинитовый тип угля. Он состоит из предельно остудневшего растительного материала. Сильно гелифицированная растительная масса имеет однородную комковатую или хлопьевидную структуру. Гелифицированные форменные элементы присутствуют в небольшом количестве в виде линз, полосок витринизированной древесины, мелких единичных обрывков пробковой ткани и листевой паренхимы. Количество липоидных микрокомпонентов различно — от единичных до многочисленных включений.

По составу липоидных компонентов гелито-коллинитовые угли могут быть подразделены на три разновидности: с микроспорами, с кутикулой, смешанные.

Рассматриваемый тип углей в большей или меньшей степени обогащен терригенным материалом, пирит для них не характерен. В куске угли полублестящие, полуматовые или даже матовые; последнее характерно для разностей сильно загрязненных терригенным материалом. Излом у полублестящих разностей угловатый и полураковистый; у матовых и полуматовых — прямой. Структура большей частью однородная, реже штриховатая.

ПРОЛЮВИАЛЬНЫЕ И ЭЛЮВИАЛЬНО-ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В группу включен комплекс субаэральных образований, среди которых выделяются два фациальных типа: фация пролювиальных осадков и фация элювиально-делювиальных осадков. Роль этих образований в составе угленосной толщи незначительная. Они установлены в пределах Новометелкинской мульды и Буртуйского вала.

Пролювиальные отложения играют в разрезе толщи еще меньшую роль, чем элювиально-делювиальные. Они установлены лишь в южной части Новометелкинской впадины: в скв. 12-А, 3-ч, 830 и в нескольких обнажениях по р. Хор-Тагне. Формирование этих осадков было связано с деятельностью небольших потоков, дренировавших крутой склон аллювиальной долины. Они в основной своей массе имеют довольно грубозернистый состав, плохую сортировку, неслоисты или со слабо выраженной слоистостью; растительный материал в них отсутствует или содержится в небольших количествах.

Отложения фации подразделяются на два литогенетических типа: 1) тип ПР-1 — алевроито-глинистые брекчии гравелиты крупно- и мелкозернистые, плохо сортированные, неслоистые или со слабо выраженной слоистостью; 2) тип ПР-2 — песчаники крупно-, средне- и мелкозернистые, алевролиты крупно- и мелкозернистые, плохо сортированные, неслоистые или с горизонтальной и волнистой слоистостью.

Тип ПР-1. Алевроито-глинистые брекчии, гравелиты крупно- и мелкозернистые, плохо сортированные, неслоистые или со слабо выраженной слоистостью (табл. XVI).

Размерность пород изменяется от брекчий до гравелитов мелкозернистых; породы содержат большую примесь алевроито-глинистого материала. Окраска их зеленая или зеленовато-серая. Ее характер определяется вещественным составом пород, которые состоят в основном из обломков зеленовато-серых и зеленых алевролитов и аргиллитов ордовика. В меньших количествах встречаются метаморфические и изверженные породы, жильный кварц, кремнь, а также известняки и доломиты. Грубообломочный материал сцементирован зеленовато-серой алевроито-глинистой массой, представляющей тонкоизмельченный материал алевролитов и аргиллитов. В ее составе обнаружены песчаные и алевроитовые зерна кварца, полевых шпатов, различных пород.

В брекчии и крупнозернистом гравелите щебенка алевролита и аргиллита не окатана, остроугольна, несколько уплощена; в средне- и крупнозернистых гравелитах такие зерна несут следы более высокой механической обработки — метаморфические и изверженные породы, кремнь и кварц хорошо окатаны, а известняки и доломиты полуокатаны.

Сортировка обломочного материала во всех разностях пород очень низкая. Так, в брекчии размер щебенки изменяется от 1 до 10—15 см, в большом количестве присутствуют гравийные зерна, а также алевроито-глинистая масса. В гравелитах, вплоть до мелкозернистых, всегда содержатся включения щебенки размером до 5—6 см, очень велико содержание алевроито-глинистого материала.

Слоистость в породах обычно отсутствует, но иногда наблюдается слабо выраженная крупная косая слоистость, проявляющаяся благодаря ориентированному расположению удлиненных обломков или присутствию слоев, обогащенных глинистым материалом. Растительные остатки не встречены.

Мощность осадков в изученных скважинах достигает 10—13 м, но, по-видимому, эти цифры близки к максимуму. Отложения всегда с разрывом залегают на осадках другого генезиса, вверх по разрезу они переходят в отложения типа ПР-2. Осадки типа ПР-1 являются конусами выноса речных потоков, дренировавших борта аллювиальных долин. Они формировались в начальные стадии деятельности таких потоков, когда скорости течения их были очень высоки.

Тип ПР-2. Песчаники крупно-, средне- и мелкозернистые, алевролиты крупно- и мелкозернистые, плохо сортированные, неслоистые или с горизонтальной и волнистой слоистостью (табл. XVI).

Размерность пород различна — от песчаника крупнозернистого до алевролита мелкозернистого. Все разности содержат в большом количестве глинистый материал (до 40%). Окраска пород зеленая, зеленовато-серая. Как и в отложениях типа ПР-1, появление зеленоватых тонов связано с тем, что породы состоят из материала переотложенных алевролитов и аргиллитов ордовика, окрашенных в зеленый цвет.

Сортировка пород очень низкая. Это находит свое выражение в высоком содержании глинистой массы, характерном для всех пород от алевролита до крупнозернистого песчаника, а также в присутствии включений обломков, размер которых существенно отличается от размерности основной части породы. В алевролитах, например, всегда имеются зерна песчаной и мелкогравийной размерности, а в песчаных породах — обломки средне-, крупногравийной и мелкогалечниковой размерностей. Последние плохо окатаны и имеют угловатые, заметно уплощенные очертания.

Основная масса обломков песчаной, гравийной и галечниковой размерностей представлена переотложенными зелеными и зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами ордовика. Глинистая часть всех пород образовалась за счет того же материала, что и более грубообломочная. Установлены обломочные зерна кварца, полевого шпата и некоторых других минералов.

В породах часто встречается горизонтальная, волнистая и волнисто-прерывистая слоистость. Она проявляется в чередовании слоев материала различной размерности, реже в послойных скоплениях редких растительных остатков — детрита, мелких обрывков листьев. Такие скопления приурочены почти исключительно к алевролитам, в более крупнозернистых разностях они не обнаружены.

Мощность отложений не превышает 5—6 м. Основную роль играют крупнозернистые породы — песчаники средние и крупнозернистые, мощность прослоев алевролитов 0,5—1,0 м. В описанных разрезах отложения располагаются выше осадков типа ПР-1, вверх по разрезу они переходят в осадки озерно-болотного генезиса.

Особенности состава и строения осадков дают основание считать, что они накапливались на сравнительно поздних этапах эволюции копусов выноса, в обстановке значительной пенепленизации рельефа, при относительно небольших и неустойчивых скоростях течения.

Фация элювиально-делювиальных осадков

Отложения данной фации близки по своему составу к подстилающим карбонатным породам, за счет разрушения которых и происходило их формирование. Размерность материала изменяется от брекчий до алевролита. Сортировка материала низкая, слоистость отсутствует, отложения фации полностью лишены растительных остатков.

Фация включает два литогенетических типа отложений: 1) тип ЭД-1 — карбонатно-кремнистые брекчий, несортированные, неслоистые, с примесью алевроито-глинистого материала; 2) тип ЭД-2 — алевролиты мелко- и крупнозернистые, несортированные, неслоистые, с реликтами обломков известняков, подвергшихся растворению.

Тип ЭД-1. Карбонатно-кремнистые брекчий, несортированные, неслоистые, с примесью алевроито-глинистого материала (табл. XVI).

Этот литогенетический тип представлен брекчиями, состоящими из обломков карбонатных пород (известняков, доломитов) и черных кремней, сцементированных зеленовато-серой глинистой массой. Размер обломков известняков изменяется от 10—15 до 1—2 см; обломки кремня не превышают 2—3 см. Для обломков кремня характерна резко угловатая форма, обломки карбонатных пород слабо округлены и лишь не-

большое число их обладает остроугольной формой. Поверхность карбонатных обломков подверглась заметному выветриванию — небольшая зона, прилежащая к внешнему контуру, обычно рыхлая и окрашена в зеленовато-серый цвет. Многие обломки разбиты трещинами, выполненными зеленовато-серой глинистой массой.

Глинистый материал, играющий роль цемента, окрашен в зеленовато-серый или зеленый цвет. В его составе в значительном количестве присутствует примесь алевритовых и песчаных зерен, среди которых резко преобладает черный кремнь; в меньшем количестве установлены кварц, полевые шпаты и другие минералы.

Слоистость и сортировка материала отсутствуют, не встречены также и растительные остатки. В пределах горизонта наблюдается отчетливое утонение материала от основания к верхней части. В этом же направлении происходит некоторое изменение вещественного состава. В нижней части разреза преобладают обломки псефитовой размерности (до 5—6 см в диаметре). Они представлены почти исключительно свежими, слабо затронутыми выветриванием известняками и доломитами при низком содержании черного кремня. Здесь примесь глинистого материала незначительна. Он образует тонкие пленочки в зоне контакта карбонатных обломков.

В верхних частях горизонта содержание глинистого цемента достигает 30—40% всей породы. В составе обломочной части резко преобладает черный кремнь, а обломки карбонатной породы, по размеру не превышающие 1—2 см, несут следы глубокой химической переработки — они рыхлые, пересечены сетью трещин, некоторые как бы растворяются среди массы цемента.

Мощность описываемых отложений невысокая: от 50—60 см до 4—5 м. Перекрываются они осадками типа ЭД-2. Непосредственно ниже залегают известково-доломитовые породы нижнего палеозоя. В зоне контакта с брекчиями эти породы сильно выветрелы, кавернозны и разбиты густой сетью трещин, выполненных зеленовато-серым глинистым материалом. Здесь часто встречаются неправильной формы включения черного кремня. Мощность зоны выветрелых кембрийских пород колеблется от 0,4 до 2—3 м. Нередко они связаны настолько постепенными переходами с карбонатно-кремнистыми брекчиями, что граница между ними может быть проведена очень условно.

Формирование осадков осуществлялось за счет интенсивного химического и физического разрушения нижнепалеозойских карбонатных пород, причем продукты разрушения испытывали незначительное перемещение. Обломки черного кремня первоначально, по-видимому, входили в состав материнских пород и были освобождены из них в ходе выветривания. Такое же происхождение должна иметь и глинистая масса, входящая в состав брекчии.

Тип ЭД-2. Алевриты мелко- и крупнозернистые, несортированные, неслоистые, с реликтами обломков известняков подвергшихся растворению (табл. XVI).

Породы отличаются низкой сортировкой. Они содержат значительную примесь песчаного и гравийного материала. Нередко присутствуют включения угловатой щебенки, кремня, угловато-окатанные обломки карбонатных пород. Среди зерен песчано-гравийной размерности преобладает черный кремнь; форма зерен его резко угловатая, без следов механической обработки.

Вся порода окрашена в зеленовато-серый цвет за счет входящей в ее состав глинистой массы. Окраска очень неравномерная, пятнистая — среди более темной зеленовато-серой массы выделяются более светлые неправильные участки. Они всегда обогащены карбонатным веществом и представляют сильно разложенные карбонатные обломки; можно про-

следить все стадии перехода от слабо измененных обломков до глубоко разложенных и почти не отличимых от основной алевроито-глинистой массы. Слоистость и растительные остатки отсутствуют.

Мощность отложений изменяется от 1,0—1,5 до 5—6 м. Ниже их залегают осадки литогенетического типа ЭД-1, выше — осадки озерно-болотного генезиса. С теми и другими отложения описываемого типа связаны постепенными переходами. Переход в осадки литогенетического типа ЭД-1 выражается в увеличении содержания щебенки черного кремня и карбонатных пород и соответственно в уменьшении роли алевроито-глинистого материала, возрастании сохранности карбонатных включений. Переходя в осадки озерно-болотного генезиса, породы приобретают более однородную окраску, примесь щебенки черного кремня и карбонатных пород значительно уменьшается, появляются слабо выраженные текстуры взмучивания, примесь тонкого растительного материала.

Формирование осадков тесно связано с выветриванием палеозойских карбонатных пород. Значительно более тонкозернистый состав, высокая разложенность обломков карбонатных пород показывают, что во время формирования происходила более интенсивная, чем в отложениях типа ЭД-1, химическая переработка материала. Возможно, это было связано с большей пенеппенизацией всего рельефа.

ЦИКЛЫ И ЦИКЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

На существование цикличности в Иркутском бассейне, как уже отмечалось, указывали Ю. П. Деев (1957), А. В. Ильюхина (1961) и П. П. Тимофеев (1962, 1963, а, б).

В процессе изучения угленосных отложений центральной части Иркутского бассейна применялась методика выделения циклов, разработанная под руководством Ю. А. Жемчужникова коллективом литологов ГИН АН СССР: Ю. А. Жемчужников, В. С. Яблоков, Л. Н. Ботвинкина, А. П. Феофилова, П. П. Тимофеев и др. (1959—1960).

ТИПЫ ЦИКЛОВ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

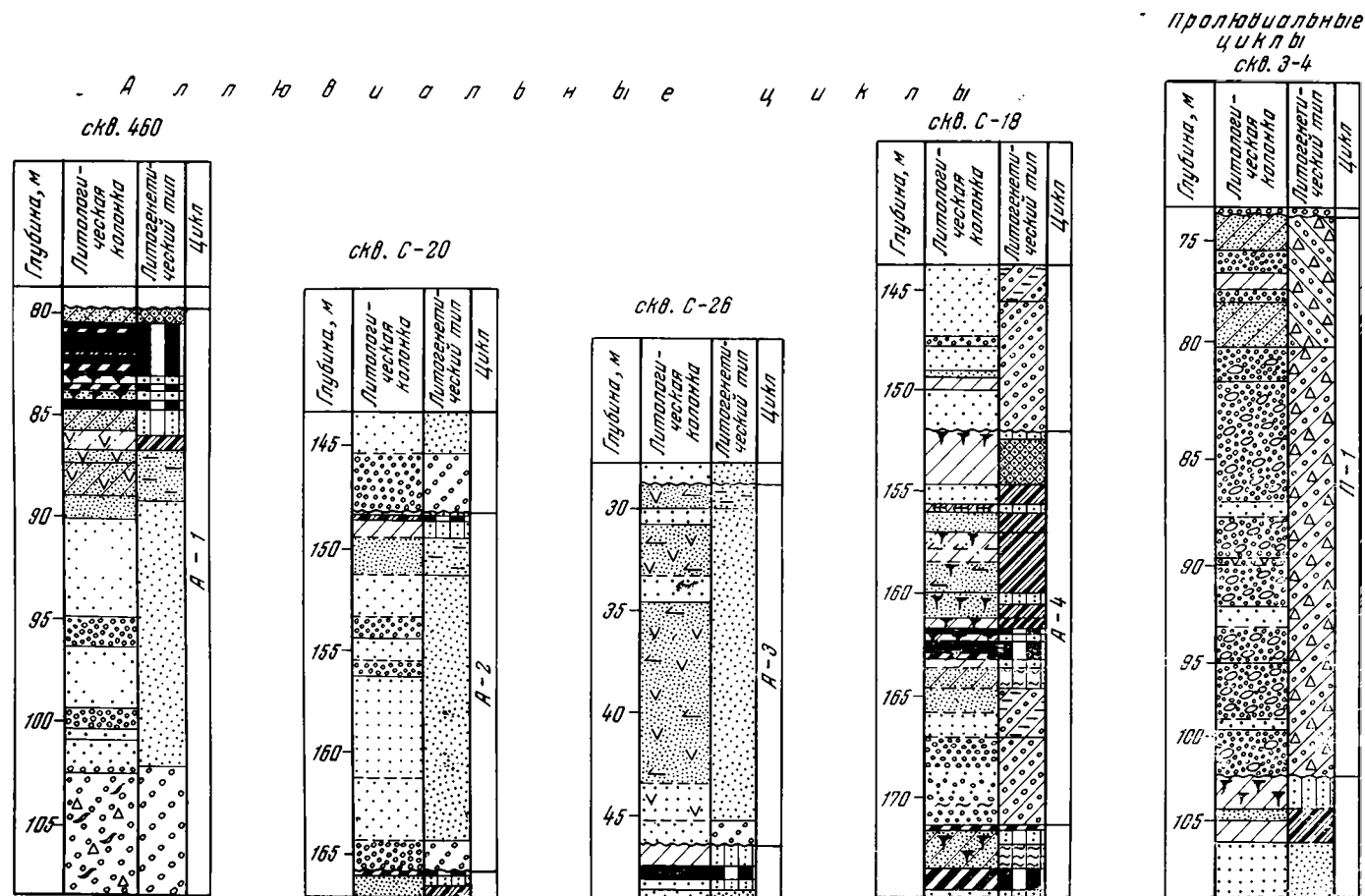
В центральной части Иркутского бассейна установлены циклы разных порядков: элементарные циклы, мезоциклы и макроциклы.

Элементарные циклы

Под элементарными циклами (или просто циклами) понимаются генетически связанные комплексы отложений нескольких литогенетических типов, многократно повторяющиеся в разрезе. Каждый такой цикл отражает определенный, сравнительно непродолжительный этап в развитии какого-либо участка области осадконакопления. Последний может характеризоваться различными фациальными условиями, в соответствии с этим и строение циклов существенно различается. Это обстоятельство дает основание типизировать циклы и тем самым типизировать обстановки осадконакопления. За начало цикла в настоящей работе принят момент смены трансгрессивной фазы развития осадконакопления регрессивной.

Авторы большинства работ по угольной литологии кладут в основу типизации циклов характер подугольной и надугольной частей циклов. В разрезе угленосной толщи во многих случаях надугольные части циклов очень сходны и представлены осадками озерно-болотного генезиса или размыты полностью. В то же время характер их нижней части различается достаточно резко. Поэтому именно состав подугольных частей циклов положен в основу типизации. В соответствии с этим выделяются аллювиальные, озерные, пролювиальные и делювиальные циклы.

Аллювиальные циклы. Эти циклы (фиг. 9) включают в себя комплекс осадков, характеризующих последовательное изменение режима осадконакопления реки, обычно приводящее к смене обстановки те-



Фиг. 9. Типы элементарных циклов (аллювиальные и пролювиальные циклы).
Условные обозначения см. на фиг. 10

кучих вод застойными. Нижние части аллювиальных циклов сложены русловыми, реже пойменными отложениями. К основанию циклов приурочены наиболее грубозернистые разности пород, формировавшиеся в обстановке сильных течений. Осадки более высоких частей циклов имеют более тонкозернистый состав, что свидетельствует о понижении скоростей течения. Нижняя граница аллювиальных циклов, как правило, является границей размыва.

Тип А-1 — наиболее полный по набору фаций. Начинается он с отложений пристрежневой части русла крупной реки — мелкозернистых гравелитов, неслоистых, с крупными беспорядочно ориентированными линзами витрена (литогенетический тип АРК-1). Непосредственно выше залегает пачка осадков прирусловой отмели — крупно-, средне- и мелкозернистые песчаники, иногда мелкозернистые гравелиты с крупной косой слоистостью и ритмической сортировкой (литогенетический тип АРК-2), переходящие вверх по разрезу в мелкозернистые песчаники, крупнозернистые алевролиты, с косоволнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью, подчеркнутой скоплениями детрита, слюды, мелких растительных остатков (литогенетический тип АРК-3).

На русловых отложениях залегают пойменные. Они представлены литогенетическим типом АПП-1 — чередование алевролитов крупно- и мелкозернистых, с горизонтальной и волнистой слоистостью, многочисленными крупными и мелкими растительными остатками. Выше пойменных располагается комплекс чередующихся озерно-болотных и болотных отложений. Первые представлены алевролитами с неправильной горизонтальной и волнистой слоистостью, текстурами взмучивания (тип ОБ-2); вторые — каменными углями и углистыми алевролитами. В разрезе цикла присутствуют два пласта угля. Мощность нижнего — 0,5 м, верхнего — 2,3 м. Последний состоит, в свою очередь, из ряда пропластков телинитового угля, разделенных горизонтами углистого аргиллита. В циклах данного типа возможны также посттелинитовые, реже преколлинитовые разности. Покрывается угольный пласт озерными осадками литогенетического типа ОЦ-1 — алевролиты мелкозернистые, со слабо выраженной горизонтальной и волнистой слоистостью, редкими мелкими растительными остатками.

Мощность циклов типа А-1 обычно 20—25 м. В их составе всегда преобладают русловые осадки, составляющие не менее двух третей всего цикла.

Аллювиальные циклы типов А-2 и А-3 сходны с циклами типа А-1 строением нижней части, где присутствуют русловые осадки крупной реки. Основное отличие заключается в слабом развитии верхней части цикла, состоящей из озерно-болотных и болотных осадков (тип А-2), или даже в полном их отсутствии (тип А-3). Мощности циклов, отнесенных к типам А-2 и А-3, изменяются от 10—12 до 20 м, наиболее часто они составляют 12—15 м.

Аллювиальный цикл типа А-4 отличается от циклов типов А-1, А-2 и А-3 (см. фиг. 9) тем, что его подугольная часть сложена отложениями субфации русла малой реки или протока, в основании залегают гравелиты с неправильной крупной косой слоистостью, многочисленными беспорядочно ориентированными крупными растительными остатками (литогенетический тип АРП-1), переходящие выше в средне- и мелкопесчаные разности пород с мелкой косой, мелкой косой штриховатой слоистостью, текстурами взмучивания и многочисленными прослоями алевролитов (литогенетический тип АРП-2). Русловые отложения быстро сменяются озерно-болотными, переходящими в болотные — угольный пласт. В рассматриваемом цикле присутствуют два угольных пласта, имеющие суммарную мощность около 1 м и сложенные посттелинитовыми и преколлинитовыми разностями. В циклах типа А-4 могут вст-

речаться также телинитовые и коллинитовые угли. В надугольной части цикла развит комплекс пойменных, озерно-болотных и озерных осадков.

Мощность циклов типа А-4 изменяется в интервале от 12 до 20 м, т. е. она соизмерима с мощностями других аллювиальных циклов. Специфика описываемых циклов выражается в том, что в них на долю русловых осадков приходится не более половины или третьей части мощности всего цикла, в то время как в циклах типов А-1, А-2 и А-3 они составляют большую часть цикла.

В разрезе довольно часто встречаются разновидности аллювиального цикла типа А-4, в которых вся надугольная часть редуцирована, нередко отсутствует даже и сам угольный пласт, а весь цикл состоит практически из одного аллювия субфации русла малой реки или протока.

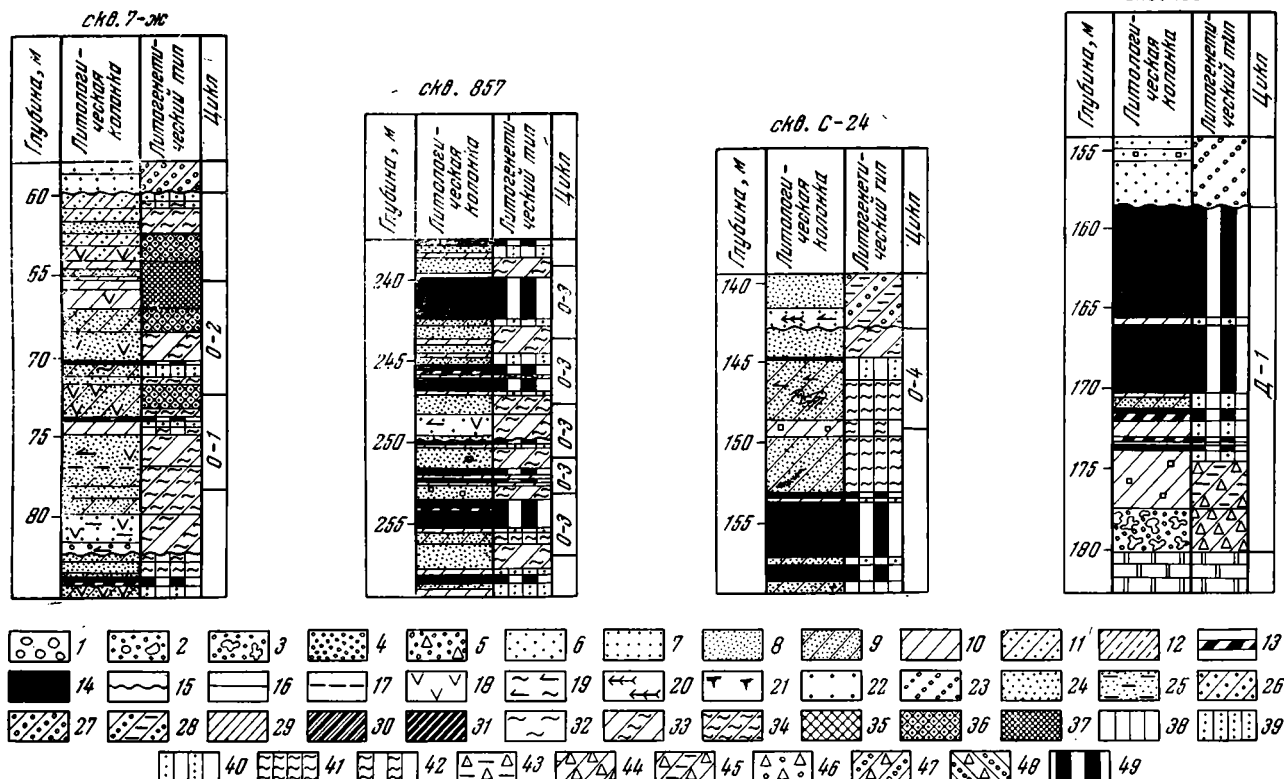
Пролувиальные циклы. Существующие данные позволяют выделить среди пролувиальных отложений лишь один тип цикла — П-1 (см. фиг. 9). В нем нижняя часть сложена грубообломочными породами: алевроито-глинистыми брекчиями, гравелитами, крупнозернистыми песчаниками, плохо сортированными, резко разнозернистыми, со значительной примесью алевроито-глинистого материала (литогенетический тип ПР-1). Верхняя часть цикла состоит из чередования алевролитов и гравелитов, плохо сортированных, с горизонтальной, волнистой и волнисто-прерывистой слоистостью; в алевролитах присутствуют включения песчано-гравийных зерен, а в гравелитах — примесь алевроито-глинистого материала. Эти породы относятся к литогенетическому типу ПР-2.

Верхняя и нижняя границы цикла резкие со следами отчетливого размыва, ниже его залегает аллювиальный цикл типа А-2, выше новый пролувиальный, сходный по своему строению с только что описанными. Общая мощность пролувиального цикла 29 м, залегающий выше его цикл этого же типа имеет мощность 24 м.

Пролувиальные отложения были установлены лишь в трех разведочных скважинах. Надо полагать, что изучение большего числа разрезов, содержащих пролювий, позволило бы выделить новые типы пролувиальных циклов.

Озерные циклы. Фациальный состав озерных циклов (фиг. 10) ограничен. Озерный цикл типа О-1 в своей нижней части складывается песчаниками мелкозернистыми, алевролитами крупнозернистыми, с горизонтальной, волнистой и волнисто-прерывистой слоистостью, крупными и мелкими растительными остатками, детритом (литогенетический тип ОП-2). Вверх по разрезу они обычно переходят в песчаники мелкозернистые, с мелкой косой, косоволнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью (литогенетический тип ОП-1), которые, в свою очередь, сменяются озерно-болотными (типы ОБ-4, ОБ-2) и болотными (маломощный угольный пласт) осадками. Надугольная часть этого цикла представлена маломощными осадками литогенетического типа ОП-2, переходящими выше в осадки типа ОЦ-1 (алевролиты крупнозернистые, с тонкой и очень правильной горизонтальной слоистостью, редкими растительными остатками, детритом). Мощность всего цикла небольшая — 5,8 м, мощность угольного пласта, входящего в его состав, 0,3 м.

Цикл типа О-2, расположенный непосредственно выше цикла типа О-1, начинается с осадков литогенетического типа ОЦ-1. Выше его находятся осадки литогенетического типа ОП-1, которые переходят затем в озерно-болотные и болотные (угольный пласт) образования. Надугольная часть цикла состоит в нижней части из отложений литогенетического типа ОП-1, сменяемых осадками литогенетического типа



Фиг. 10. Типы элементарных циклов (озерные и дельтавиальные циклы).

Литологический состав: 1 — конгломераты; 2 — глинистые брекчин; 3 — карбонатные брекчин; 4 — гравелиты; 5 — гравелиты с примесью щебня; 6 — песчаники крупнозернистые; 7 — песчаники среднезернистые; 8 — песчаники мелкозернистые; 9 — алевролиты крупнозернистые; 10 — алевролиты мелкозернистые; 11 — чередование песчаников и алевролитов; 12 — чередование алевролитов и аргиллитов; 13 — углистые породы; 14 — угли; 15 — линия размыва; 16 — отчетливый контакт; 17 — постепенный переход; 18 — растительный детрит; 19 — крупные растительные остатки; 20 — растительные остатки хорошей сохранности; 21 — корешки растений. Литогенетические типы и фации: 22 — субфация осадков русла крупной реки; 23 — литогенетический тип АРК-1; 24 — литогенетический тип АРК-2; 25 — литогенетический тип АРК-3; 26 — субфация осадков русла малой реки или протока; 27 — литогенетический тип АРП-1; 28 — литогенетический тип АРП-2; 29 — фация осадков поймы; 30 — литогенетический тип АПП-1; 31 — литогенетический тип АПП-2; 32 — субфация осадков прибрежной части относительно крупного озера; 33 — литогенетический тип ОП-1; 34 — литогенетический тип ОП-2; 35 — субфация осадков центральной части относительно крупного озера; 36 — литогенетический тип ОЦ-1; 37 — литогенетический тип ОЦ-2; 38 — фация осадков заболочивающегося и зарастающего озера; 39 — литогенетический тип ОБ-1; 40 — литогенетический тип ОБ-2; 41 — литогенетический тип ОБ-3; 42 — литогенетический тип ОБ-4; 43 — фация элювиально-дельтавиальных осадков; 44 — литогенетический тип ЭД-1; 45 — литогенетический тип ЭД-2; 46 — фация пролювиальных осадков; 47 — литогенетический тип ПР-1; 48 — литогенетический тип ПР-2; 49 — фации осадков сапропелевого озера и торфяных болот

ОЦ-1, которые, в свою очередь, переходят в алевролиты мелко- и крупнозернистые, с тонкой горизонтальной слоистостью или неслоистые, с редкими растительными остатками (литогенетический тип ОЦ-2). Мощность всего цикла 7 м, из них на долю угольного пласта приходится 0,3 м.

В циклах типов О-1 и О-2, как уже указывалось, мощности угольных пластов незначительные — 0,3 м. Однако это не является правилом для всех случаев. Часто в циклах подобного фациального состава мощности угольных пластов достигают 1,0—1,5 м.

Циклы типа О-3 представлены в колонке, заимствованной из разреза по скв. 7-ж. В ней присутствует несколько циклов одного и того же состава: их подугольная и надугольная части сложены осадками литогенетических типов ОП-1, иногда также ОП-2. Мощности циклов колеблются от 2,0 до 4,5 м. Мощности угольных пластов изменяются от нескольких десятков сантиметров до 2,5 м. Учитывая незначительные мощности самих циклов, следует признать, что их угленасыщенность высокая.

Основание цикла типа О-4 сложено мелкозернистыми алевролитами литогенетического типа ОБ-4. Они обладают слабо выраженными текстурами взмучивания, горизонтальной и волнистой слоистостью, растительный материал практически отсутствует. Вверх по разрезу эти отложения постепенно переходят в алевролиты крупнозернистые, с текстурами взмучивания, нарушенной горизонтальной волнистой слоистостью, многочисленными крупными и мелкими растительными остатками (литогенетический тип ОБ-3). В свою очередь, они сменяются алевролитами крупнозернистыми и песчаниками мелкозернистыми с многочисленными корешками растений (литогенетический тип ОБ-1). Верхняя часть цикла сложена мелкопесчаными отложениями субфации прибрежной части относительно крупного озера (литогенетический тип ОП-2). Мощность цикла около 6 м, из них на долю озерно-болотных отложений приходится 4,5 м; угольный пласт в составе цикла отсутствует.

Петрографический состав каменных углей, входящих в состав озерных циклов, указывает на высокое разложение растительного материала, пласты представлены преколлинитовыми и коллинитовыми разностями, более редки посттелинитовые и особенно телинитовые угли. Среди гумусового материала всех типов угля часто присутствуют скопления водорослей. Эти данные показывают, что накопление торфяников озерных циклов происходило в сильно увлажненных условиях.

Делювиальные циклы. В разрезе угленосной толщи выделен лишь один тип делювиальных циклов (см. фиг. 10). Основание цикла представлено карбонатно-кремнистыми брекчиями, сцементированными алевроито-глинистым материалом (литогенетический тип ЭД-1). Карбонатные породы ордовика, лежащие ниже, разбиты трещинами и несут следы несомненного выветривания. Вверх по разрезу брекчии постепенно переходят в алевролиты неслоистые, несортированные, с обломками кремня и реликтами растворенных обломков известняка (литогенетический тип ЭД-1). Выше располагаются озерно-болотные осадки, которые сменяются болотными — мощный угольный пласт сложного строения. На нем по границе размыва залегает русловой аллювий крупной реки, размывший не только надугольную часть цикла, но и часть угольного пласта. В ряде других циклов над пластом угля развиты озерные осадки, образующие их надугольную часть. Высокая мощность угольных пластов не является обязательной особенностью этого типа циклов. Известны случаи, когда в таких циклах мощности угольных пластов не превышают 20—40 см. Мощность самих делювиальных циклов также варьирует: в рассмотренном нами случае она равна 20,5 м, но обычно не превышает 5—7 м.

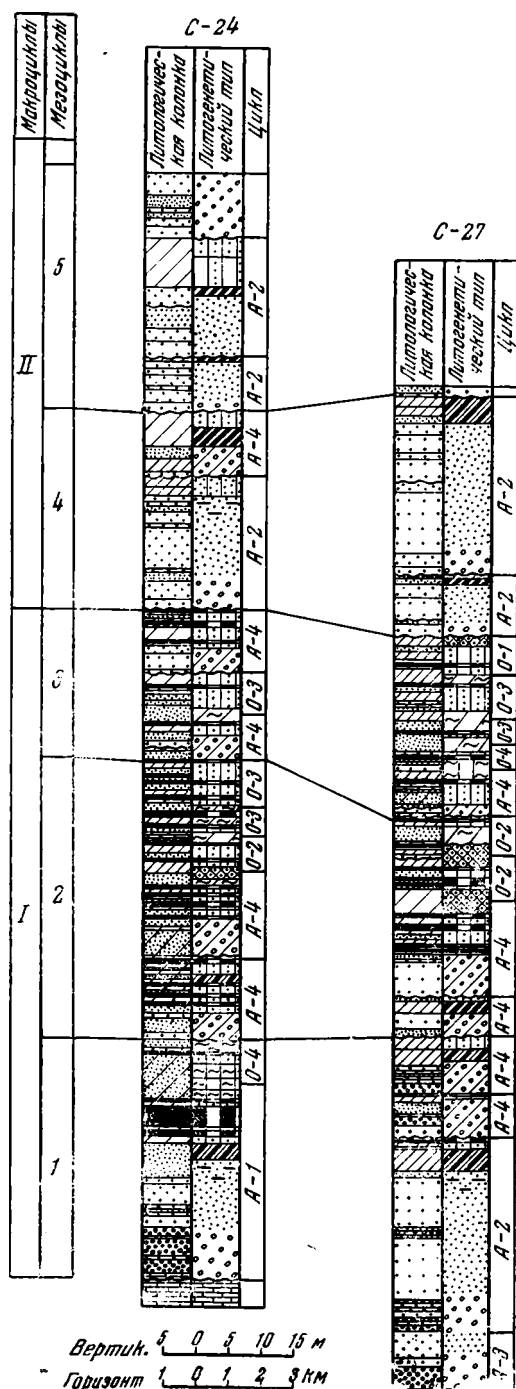
Заканчивая характеристику различных типов элементарных циклов, отметим их общую особенность — невыдержанность в разрезе. Даже в близко расположенных скважинах обычно насчитывается различное

число элементарных циклов неодинакового фациального состава, мощности, угленосных или безугльных.

Мезоциклы

Элементарные циклы различных типов распределены в разрезе в определенной последовательности, позволяя наметить циклы более высокого порядка — мезоциклы. Каждый мезоцикл состоит из нескольких элементарных циклов, закономерно изменяющих состав в направлении снизу вверх по разрезу. Среди мезоциклов намечаются две разновидности. Мезоциклы первой разновидности характеризуются преобладанием аллювиальных циклов типов А-1, А-2, А-3, при подчиненном развитии озерных и аллювиальных типа А-4. В пределах мезоцикла три первые разновидности аллювиальных циклов приурочены к основанию, а озерные и аллювиальные циклы типа А-4 — к верхней части мезоцикла. В мезоциклах второй разновидности присутствуют озерные и аллювиальные циклы (тип А-4), находящиеся между собой в различных соотношениях. Нередко мезоциклы этой разновидности состоят практически только из озерных или только из аллювиальных элементарных циклов типа А-4.

В обеих разновидностях мезоциклов изменения фациального состава находят отражение и в особенностях гранулометрического состава пород — наиболее грубозернистые разновидности последних приурочены к основанию каждого мезоцикла, а в направлении к его верхней границе намечается их отчетливое утонение.



Фиг. 11. Особенности строения мезоциклов.
Условные обозначения см. на фиг. 10

Мезоциклы первой и второй разновидностей демонстрируются на фиг. 11, где приведены нижние части разрезов двух соседних скважин: С-24 и С-27. В них нижний мезоцикл является типичным представителем мезоциклов первой разновидности. В скв. С-27, не дошедшей до палеозойских пород, его нижняя часть включает два аллювиальных цикла (типы А-2 и А-3). В скв. С-24 нижняя часть мезоцикла представлена одним циклом типа А-1, синхронным по времени накопления верхнему циклу скв. С-27. Верхняя часть нижнего мезоцикла имеет различное строение в обеих скважинах. В скв. С-24 она сложена одним озерным циклом типа О-4, а в скв. С-27 — двумя аллювиальными циклами типа А-4.

Располагающийся выше второй мезоцикл резко отличается от только что описанного. В обеих скважинах в его основании залегают два аллювиальных цикла А-4. В вышележащей части присутствует несколько озерных циклов. Следующий, третий, мезоцикл, залегающий выше второго, сложен практически целиком озерными циклами.

Мощности мезоциклов варьируют от 20—25 до 80 м. Мощности угольных пластов по разрезу мезоциклов испытывают определенные изменения. Этот процесс выражен по-разному в мезоциклах первой и второй разновидности. В мезоциклах первой разновидности большинство аллювиальных циклов нижней части мезоцикла обычно не содержит пластов угля, а наиболее мощный угольный пласт приурочен к самому верхнему аллювиальному циклу типа А-1. В вышележащих циклах, озерных или аллювиальных, присутствуют угольные пластики последовательно снижающейся мощности. В мезоциклах второй разновидности в серии элементарных циклов, последовательно сменяющих друг друга снизу вверх по разрезу, происходит сначала постепенное возрастание мощности угольных пластов, а затем постепенное их убывание. Эта особенность строения проявляется наиболее полно в тех случаях, когда в основании мезоциклов развиты озерные циклы. Поэтому в мезоциклах обеих разновидностей наиболее мощный угольный пласт приурочен к средней части.

Приуроченность максимальной угленосности к средним частям мезоциклов не является особенностью одного Иркутского бассейна. Указания на наличие подобной закономерности в распределении угольных пластов мы находим у А. П. Феофиловой (1954) для среднекаменноугольных осадков Донецкого бассейна, у Т. А. Ишиной (1961), изучавшей мезозойские отложения южной Якутии, у М. И. Ритенберг (1958, 1962), проводившей исследования в Майкюбенском бассейне.

Мезоциклы, в отличие от элементарных циклов, оказываются выдержанными на площади. Однако фациальный состав их изменяется: в одном районе тот или иной мезоцикл состоит в основном из аллювиальных циклов, тогда как в соседнем — из озерных и озерно-болотных.

Макроциклы

Макроциклы представляют более крупные единицы, чем мезоциклы, и охватывают несколько последних. Макроциклы отвечают подформациям и соответствуют свитам (по П. П. Тимофееву). В разрезе выделено два макроцикла; при этом нижний включает три, а верхний — четыре мезоцикла.

Разрез каждого макроцикла начинается (снизу) с наиболее грубозернистых песчано-гравийных осадков, которые к верхней части сменяются более тонкозернистыми песчано-алевритовыми и глинистыми. В этом же направлении изменяется и фациальный состав отложений. В нижней части макроциклов широко распространены аллювиальные, преимущественно русловые отложения, образующие циклы типов А-1, А-2 и А-3, а в верхней — озерные, озерно-болотные и болотные, заклю-

чающие редкие аллювиальные. Среди последних преобладает аллювий малых рек и протоков. К верхним половинам макроциклов приурочено наибольшее количество угольных пластов, имеющих нередко значительную мощность.

Мощность макроциклов достигает 150—250 м в различных скважинах. Каждый макроцикл прослеживается на площади, хотя некоторые особенности его строения бывают выражены далеко не одинаково хорошо во всех разрезах.

ХАРАКТЕР ЦИКЛИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

Учитывая выдержанность мезоциклов на площади, целесообразно привести характеристику их строения и изменения, чтобы проследить главные этапы эволюции процесса осадконакопления. На фиг. 12 показано расположение пяти профилей, каждый из которых включает фациальные разрезы скважин (фиг. 13—17). Профили ориентированы в направлении с юго-запада на северо-восток, т. е. вкост простирания Иркутского бассейна. Рассмотрение особенностей строения мезоциклов удобнее осуществлять снизу вверх, т. е. в том порядке, как шло осадконакопление.

Первый мезоцикл относится к мезоциклам первой разновидности: на всей территории в нем преобладают аллювиальные осадки, а озерные имеют подчиненное значение и приурочены к его верхней части.

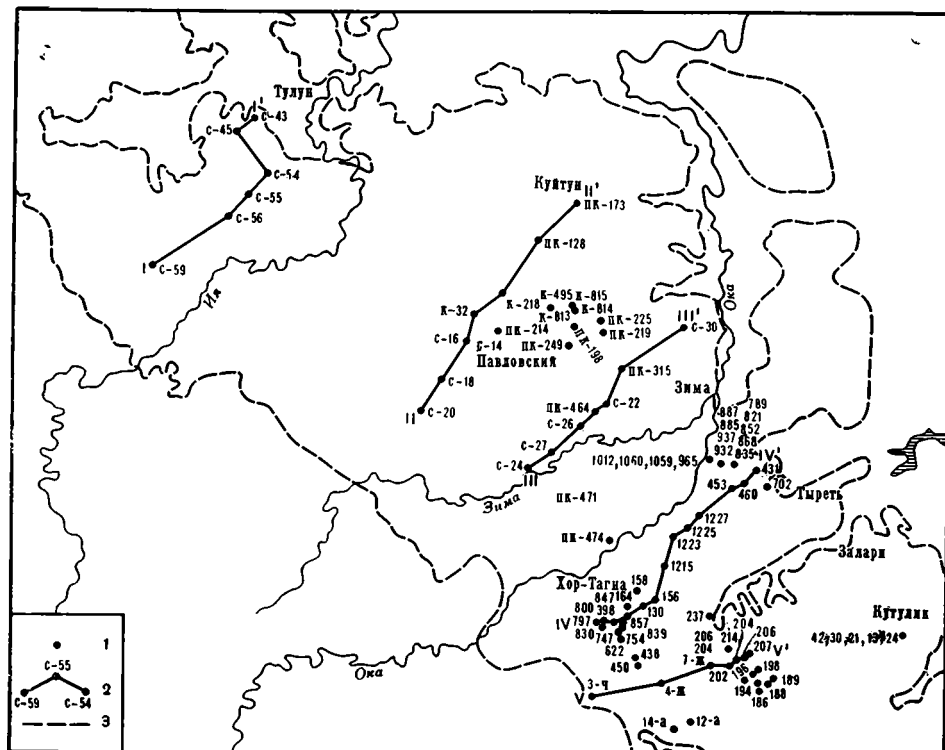
В северо-западной части территории отложения первого мезоцикла установлены в скв. С-59, С-56, С-55 и С-45 (см. фиг. 13). В двух первых он складывается серий песчано-гравийных осадков фации русла (прибрежной части и прирусловой отмели), неоднократно сменяющих друг друга. В обеих скважинах самая верхняя часть мезоцикла содержит маломощные прослои осадков пойменного и озерно-болотного генезиса, поверх которых по резкой границе залегают русловые отложения нижней части следующего мезоцикла. Именно эта граница и принята нами за верхнюю границу первого мезоцикла.

В скв. С-55 встречены лишь верхние части мезоцикла — русловые, озерно-болотные и болотные осадки; более глубокие горизонты разреза не вскрыты. В скв. С-54, С-43 отложения первого мезоцикла не обнаружены, здесь в это время существовало поднятие, которое подвергалось размыву. В скв. С-45 отложения первого мезоцикла складываются аллювиальными осадками.

В скважинах профилей I—I' и II—II' (см. фиг. 14, 15) мезоцикл делится на две части: нижнюю, представленную аллювиальными осадками крупных рек, и верхнюю, где широко развиты озерные и озерно-болотные отложения, а также аллювий малых рек или протоков. К этой части обычно приурочен ряд угольных пластов. Соотношение этих двух частей может меняться от скважины к скважине.

В скв. С-16, К-218, С-22, ПК-464, вскрывших всю угленосную толщу и дошедших до пород палеозоя, мощность нижней, аллювиальной, части мезоцикла весьма значительна (до 60—70 м). Обычно она сложена русловыми осадками, реже фиксируются также пойменные и озерно-болотные. Среди последних иногда встречаются маломощные пластики угля. В скв. С-24, также дошедшей до палеозойских пород, мощность аллювия нижней части мезоцикла сокращается почти вдвое за счет выпадения из разреза нижних горизонтов мезоцикла. В этом районе в начальные моменты времени первого мезоцикла, по-видимому, было поднятие и развивались процессы денудации.

Верхняя часть мезоцикла в скважинах этих двух профилей сложена, как правило, чередующимися озерными, озерно-болотными, болот-



Фиг. 12. Расположение изученных скважин и профилей.

1 — изученные скважины; 2 — линии фациальных профилей; 3 — границы угленосных отложений

ными и аллювиальными (аллювий малых рек или протоков) осадками. Количество присутствующих здесь угольных пластов варьирует от одного-двух до пяти, мощность их от 0,2—0,3 до 2—3 м. В скв. ПК-173, ПК-128 и С-30 озерные отложения отсутствуют почти полностью и весь мезоцикл складывается практически нацело аллювием крупной реки.

Очень сходно с только что описанным строение первого мезоцикла на юго-востоке территории — профили IV—IV' (см. фиг. 16) и V—V' (см. фиг. 17).

Здесь нижняя часть мезоцикла содержит обычно довольно мощный комплекс аллювиальных осадков, а верхняя — комплекс озерно-болотных, заключающих один мощный угольный пласт или несколько маломощных, разделенных прослоями алевроито-глинистых пород. Выше пласта угля залегают аллювиальные отложения следующего мезоцикла. В скв. 797 в верхней части первого мезоцикла развиты озерные осадки, и именно к ней приурочены угольные пласты.

В скв. 156, 1215 (см. фиг. 16), 202, 204, 206, 207 (см. фиг. 17) мезоцикл представлен элювиально-делювиальными образованиями с одним или несколькими пластами угля в их верхней части. В скв. 130 и 7-ж в верхней части мезоцикла поверх элювиально-делювиальных осадков установлены озерные (скв. 7-ж) или аллювиальные (скв. 130) отложения.

Несколько специфично строение первого мезоцикла в скв. 3-ч и 24-ж (см. фиг. 17). В первой, не дошедшей до палеозойских пород, в основании разреза установлены аллювиальные осадки крупной реки. Выше их развиты пролювиальные отложения, заключающие в своей верхней части маломощный прослой углистых пород. В скв. 4-ж пролювиальные образования, имеющие значительно меньшую мощность, чем в скв. 3-ч, образуют основание мезоцикла и ложатся непосредственно на карбо-

натные породы нижнего кембрия. В верхней части здесь фиксируются озерно-болотные осадки, к которым приурочены три маломощных пропластка каменного угля.

Мощность отложений первого мезоцикла на всей территории изменяется от 10—15 до 80 м. Минимальные значения характерны для участков древних поднятий палеозойских пород, где накопление нижних аллювиальных циклов отсутствовало или происходило, но менее полно, чем в понижениях.

Второй мезоцикл, как и первый, развит практически на всей территории. В скважинах профиля I—I этот мезоцикл представлен наиболее полно в скв. С-56, С-59, С-45, М-55, где имеет наибольшую мощность. В скв. С-56, С-59 мезоцикл состоит в основном из русловых осадков крупных рек, венчаемых несколькими угольными пластами небольшой мощности. Поверх этих пластов угля развиты озерные и озерно-болотные осадки, заключающие горизонты угля или углистых пород.

В скв. С-55 мезоцикл также состоит в значительной степени из русловых отложений, но здесь горизонты озерно-болотных и болотных осадков распределены более или менее равномерно по всему мезоциклу. В скв. С-45 аллювий имеет ограниченное значение и приурочен к основанию мезоцикла, а главную роль играют озерные и озерно-болотные осадки.

В скв. С-45 и С-43 мезоцикл представлен лишь своей верхней частью. В первой он сложен почти целиком аллювиальными осадками малой реки; во второй основание мезоцикла сложено аллювием крупной реки, а верхняя часть — угольным пластом большой мощности.

В большинстве скважин профилей II—II' и III—III' (скв. С-18, С-16, К-32, С-24, С-27, ПК-464, ПК-315, С-22) мезоцикл имеет типичное для мезоциклов второй разновидности строение и состоит в основном из озерных осадков с аллювиальными отложениями небольшой мощности в его основании (см. фиг. 14, 15). В скв. ПК-173 и С-20 в мезоцикле преобладают русловые аллювиальные осадки. Таким образом, здесь мезоцикл имеет строение, типичное для мезоциклов первой разновидности.

Строение мезоцикла на юго-востоке изученной территории (профили IV—IV' и V—V') несколько иное. В скв. 797, 800, 857, 130, 156 и др., а также в скв. 460 и 431 (см. фиг. 16) почти весь мезоцикл слагают аллювиальные отложения крупных рек, меньшее развитие имеет аллювий малых рек; в верхней части иногда развиты озерные осадки небольшой мощности. То же характерно для скв. 3-ч, 4-ж и 7-ж (см. фиг. 17).

В скв. 1215, 1223, 1225, 1227 (см. фиг. 16) и скв. 202, 204, 206, 207 (см. фиг. 17) мезоцикл складывается в значительной степени озерными осадками при незначительном развитии аллювиальных. Последние представлены почти исключительно аллювием малых рек или протоков и приурочены, как правило, к основанию мезоцикла.

Общая мощность второго мезоцикла изменяется от 30 до 53 м. Он в большинстве разрезов содержит несколько угольных пластов различной мощности. Анализ их распределения по разрезу показывает, что наиболее мощные из них приурочены к центральной части мезоцикла.

Третий мезоцикл в основных чертах близок ко второму.

В профиле I—I' третий мезоцикл состоит в основном из аллювиальных отложений, роль озерных, озерно-болотных и болотных осадков в нем низкая (см. фиг. 13).

В скв. С-24, С-27, С-26 (см. фиг. 15) мезоцикл складывается почти целиком озерными и озерно-болотными отложениями. В скв. К-32 (см. фиг. 14) и С-24, ПК-464 (см. фиг. 15) присутствуют также аллювиальные — аллювий малых рек или протоков, а в скв. ПК-173, ПК-128, К-218, С-16, С-18 в мезоцикле аллювий малых рек или протоков даже преобладает.

В скважинах профиля IV—IV' (см. фиг. 16) в третьем мезоцикле большую роль играют озерные, озерно-болотные, болотные осадки, а аллювий представлен отложениями малых рек и протоков. Исключение представляют лишь скв. 797 и 460, где в мезоцикле преобладает аллювий крупных рек. Очень большое значение имеют аллювиальные отложения и на юго-востоке территории — профиль V—V' (см. фиг. 17).

Мощность третьего мезоцикла обычно ниже, чем первого и второго, и не превышает 45 м. Угленосность его довольно высокая. Особенно значительна она в скважинах южной части профиля IV—IV', где присутствуют до четырех-пяти угольных пластов мощностью 2—4 м каждый. В скважинах северной части этого профиля сохранилась лишь нижняя часть мезоцикла. Здесь установлено один-два угольных пласта мощностью до 2—2,5 м. В остальной части территории угленосность мезоцикла ниже — мощность угольных пластов не превышает 1 м, а число их невелико. В угленасыщенных разрезах наиболее мощный пласт обычно приурочен к средней части мезоцикла.

Четвертый мезоцикл известен в присаянской окраине территории. В ее центральной и северо-западной частях четвертый мезоцикл знаменует существенное изменение условий осадконакопления по сравнению с условиями накопления второго и третьего мезоциклов (см. фиг. 13, 14, 15). Здесь в большинстве скважин мезоцикл сложен обычно аллювием крупных рек, с преобладанием в нем грубозернистых песчано-гравийных русловых осадков. Очень ограниченное развитие в мезоцикле имеют терригенные озерно-болотные и болотные осадки. Угольные пласты отсутствуют или имеют небольшую мощность. Исключение представляют скв. С-54 и С-45, где в верхней части мезоцикла фиксируются довольно мощные озерные осадки, заключающие ряд угольных пластов.

В скважинах южной части профилей IV—IV' и V—V' четвертый мезоцикл не является началом нового этапа в осадконакоплении, а, наоборот, продолжает и завершает тот режим, который существовал здесь во время формирования третьего мезоцикла (см. фиг. 16, 17). В скважинах этих профилей четвертый мезоцикл обычно сложен озерными осадками с аллювием малой реки или протока в его основании. Иногда этот тип аллювия преобладает над озерными и озерно-болотными отложениями. В скв. 156 и 204 аллювий слагает почти полностью весь мезоцикл.

Мощность четвертого мезоцикла невелика и не превышает 20—35 м, минимальные значения характерны для юго-восточной части территории. Угленосность его неодинакова. На юго-востоке в мезоцикле присутствует ряд угольных пластов, но лишь некоторые из них имеют мощность 1,5—2,0 м. В большинстве скважин здесь намечается изменение мощностей угольных пластов снизу вверх по разрезу с приуроченностью наиболее мощных к центральной части последнего. Сходная картина наблюдается в скв. С-45 и С-54 на северо-западе. В большинстве других скважин угольные пласты отсутствуют совершенно или встречаются эпизодически, имея мощность несколько десятков сантиметров.

Пятый мезоцикл имеет еще более ограниченное распространение, чем четвертый. В скважинах профиля I—I' (см. фиг. 13), за исключением скв. С-45, он состоит почти целиком из аллювиальных отложений. Основное значение имеет аллювий крупных рек, приуроченный к нижней части разреза мезоцикла. В верхней части мезоцикла иногда присутствует аллювий малых рек или протоков, а также озерные осадки. Именно здесь располагаются угольные пласты. В скв. С-45 аллювий малой реки или протока небольшой мощности приурочен к основанию мезоцикла. Вся вышележащая часть сложена озерными осадками.

В скважинах профилей II—I' и III—III' пятый мезоцикл близок по своему строению к четвертому (см. фиг. 14, 15). Он состоит в основном

из русловых отложений крупных рек при подчиненном развитии озерных и озерно-болотных. Среди последних присутствуют единичные пласты каменного угля небольшой мощности.

В южной части профиля IV—IV' пятый мезоцикл характеризуется преобладанием аллювиальных отложений (см. фиг. 16). Основную роль играет аллювий крупной реки, но существенное значение имеет также аллювий малой реки или протока. Осадки первой разновидности приурочены к основанию мезоцикла, а второй — к его верхней части. Озерные отложения встречаются редко и находятся в верхней части мезоцикла.

При сопоставлении строения пятого мезоцикла этого района с предшествующими мезоциклами нетрудно прийти к выводу, что здесь именно пятый мезоцикл явился началом нового этапа в развитии осадко-накопления. Изменение выразилось в появлении значительных количеств аллювиальных осадков и резком сокращении роли озерных и озерно-болотных.

Мощность пятого мезоцикла в целом изменяется от 25 до 60 м, минимальные значения характерны для северо-западных районов, максимальные — для центральных и юго-восточных. Угленосность мезоциклов в большинстве случаев низкая. В скважинах профилей I—I', II—II', III—III' (см. фиг. 13, 14, 15) угольные пласты отсутствуют или имеют мощность 20—30 см. В профиле IV—IV' ряд скважин содержит по нескольку угольных пластов значительной мощности — до 2 м.

Шестой мезоцикл установлен в ограниченном числе скважин. На большей части территории состав мезоцикла характеризуется преобладанием аллювиальных осадков.

Так, в скв. С-56 профиля I—I' (см. фиг. 13) мезоцикл складывается почти целиком аллювием крупной реки в его нижней части и аллювием малой реки или протока в верхней; озерные осадки здесь встречаются редко. В скв. С-59 нижняя часть мезоцикла сложена аллювиальными осадками, а верхняя — озерными.

В скв. С-16 и С-20 профиля II—II' (см. фиг. 4) мезоцикл состоит в основном из аллювиальных отложений — аллювия крупной реки в скв. С-16 и малой реки или протока в скв. С-20. В последней к верхней части мезоцикла приурочены озерные осадки небольшой мощности. В скв. С-18 этого профиля нижняя часть мезоцикла представлена аллювиальными осадками малой реки или протока, имеющими мощность 5—8 м, а верхняя — озерными.

В большинстве скважин профиля IV—IV' мезоцикл сложен аллювиальными отложениями. В некоторых из них верхняя часть мезоцикла содержит небольшой мощности озерные осадки. Скв. 797 в этом районе характеризуется преобладанием озерных осадков над аллювиальными.

Мощность шестого мезоцикла варьирует от 30 до 55 м. Во всех изученных скважинах угленосность его очень низкая; он содержит маломощные пластики угля или углистых пород (мощностью до 0,5 м) и лишь в редких разрезах фиксируются пласты угля, мощность которых 1 м, или несколько выше.

Шестой мезоцикл не завершает разреза угленосной толщи: в скв. С-59 профиля I—I', в скв. 857 и 7-ж профилей IV—IV' и V—V' и в скв. С-20 и С-18 профиля II—II' присутствует довольно мощная пачка пород, в которой можно выделить еще один мезоцикл.

Седьмой мезоцикл установлен в скв. С-20 и С-18. Он состоит почти исключительно из аллювиальных осадков, лишь в верхней части его присутствуют озерные отложения. В скв. С-59 представлена, по-видимому, лишь нижняя часть мезоцикла, сложенная в основном аллювиальными осадками при ограниченном развитии озерных, озерно-болотных и болотных. В скв. 857 аллювиальные отложения приурочены к нижней половине разреза, а верхняя состоит из озерных и озерно-болот-

ных. В скв. 7-ж (см. фиг. 17) вновь преобладают аллювиальные осадки, тогда как роль других фациальных типов весьма ограничена.

Анализ фациального состава элементарных циклов, слагающих седьмой мезоцикл, показывает, что он очень сходен с составом элементарных циклов второго и третьего мезоциклов. Последние, как отмечалось, венчают собой разрез нижнего микроцикла. Точно так же и седьмой мезоцикл знаменует собой, по-видимому, приближение к концу второго макроцикла.

Седьмой мезоцикл имеет полный разрез лишь в скв. 857 и С-20; здесь его верхняя граница проходит в основании аллювиальных осадков нижней части восьмого мезоцикла. В остальных скважинах осадки верхней части седьмого мезоцикла размыты. Угленосность мезоцикла низкая: в перечисленных скважинах он содержит два-четыре угольных пласта мощностью 20—30 см.

ПРИЧИНЫ ЦИКЛИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

В настоящее время почти все исследователи, занимающиеся изучением угленосных осадков, видят причину их циклического строения в колебательных движениях земной коры.

Наиболее отчетливо взаимосвязь цикличности и колебательных движений выявлена для угленосных толщ, накапливавшихся в условиях обширных приморских равнин: Донбасс, Кузбасс, Печорский бассейн. Характерное для бассейнов этого типа частое чередование континентальных и морских (или бассейновых) осадков невозможно объяснить без допущения смены фаз тектонических поднятий, вызывавших регрессию моря или крупного пресноводного бассейна, и фаз опусканий, в результате которых происходит трансгрессия. Каждый цикл, таким образом, соответствует одному полному колебанию земной коры, включающему поднятие и опускание.

Связь цикличности континентальных угленосных толщ с колебательными движениями земной коры продолжает до сих пор вызывать серьезные возражения некоторых исследователей. Наиболее отчетливо они были сформулированы Г. Ф. Крашенинниковым, заявившим, что «...в континентальных угленосных толщах, происхождение которых тесно связано с аллювиальными равнинами..., возникновение типичных циклов, но совсем не выдержанных на площади, будет иметь место даже при абсолютно равномерном опускании того ложа, на котором происходит накопление угленосных осадков» (Крашенинников, 1947, стр. 26).

К такому же выводу пришел Е. В. Шанцер, рассматривая некоторые закономерности формирования аллювия. По его мнению, в континентальных толщах с широко развитым аллювием, цикличность «...не обязательно свидетельствует о колебательном ходе тектонических движений..., ибо обусловлена в основном внутренней динамикой процесса осадконакопления» (Шанцер, 1961, стр. 192). В этих условиях циклы образуются в результате простой миграции русла на фоне непрерывного и однообразного погружения всей территории, так как русло реки «...переходит как бы на все более высокий уровень по отношению к ложу аллювиальной толщи» (там же).

Однако изложенная трактовка причин цикличности не может объяснить возникновения ряда особенностей строения изученных угленосных отложений. Эти особенности заключаются в следующем.

1. Наличие макроциклов и мезоциклов. Из схемы Е. В. Шанцера явствует, что при заполнении долины аллювием при непрерывном однообразном опускании характер осадконакопления не будет изменяться на протяжении всего процесса. Между тем изученная

толща, помимо элементарных циклов, распадается на мезоциклы и макроциклы.

Каждый макроцикл представляет крупный этап в развитии процесса осадконакопления. Начальные моменты его формирования указывают на оживление речной системы, выразившееся в широком распространении крупных рек, переносе и отложении ими сравнительно грубообломочного материала, наличии размывов подстилающих осадков. Верхние части разреза макроцикла, наоборот, свидетельствуют о выравнивании рельефа, что нашло свое выражение в более тонкозернистом составе осадков, широком развитии среди них озерных, озерно-болотных, болотных комплексов, а среди аллювия — в преобладании осадков мелких рек и протоков; здесь размыв ранее сформировавшихся отложений более редок, чем в нижних частях.

Каждый мезоцикл представляет собой также определенный этап в эволюции осадконакопления, хотя изменение режима осадконакопления, которое происходит в его рамках, оказывается гораздо более ограниченным, чем в макроциклах.

2. Выдержанность мезоциклов на площади. Как явствует из схемы Е. В. Шанцера, циклы, образующиеся при непрерывном погружении ложа реки, могут быть прослежены вкрест простираения всей долины. Элементарные циклы, выделенные в разрезе угленосной толщи, невыдержанны. В то же время мезоциклы устойчиво прослеживаются по всей территории. Их выдержанность, однако, нельзя связать с боковой миграцией русла реки по той причине, что угленосная толща накапливалась в результате деятельности нескольких рек. Перемещение каждой реки в пределах своей долины определились специфическими особенностями режима и поэтому не могли быть синхронными с перемещениями других.

3. Закономерное изменение мощностей угольных пластов в разрезе мезоциклов. Эта особенность также не находит своего объяснения при допущении, что формирование угленосной толщи происходило только в обстановке равномерного тектонического опускания.

Между тем отмеченные особенности строения угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна могут быть объяснены колебательными движениями земной коры различной амплитуды. Так, изменение фациального состава осадков и их гранулометрии в рамках каждого мезоцикла, прослеживаемое на значительной площади, может быть увязано с одним полным колебательным движением, включающим фазу поднятия и опускания. Во время первого происходит некоторое усиление эрозионной деятельности рек, увеличение продольных уклонов в их руслах, возрастание размерности переносимого и отлагаемого материала. В этой обстановке, естественно, широко распространены аллювиальные и, в частности, русловые осадки.

В фазу опускания, сменяющего поднятие, деятельность рек замирает, скорости течения падают, размерность обломочного материала, транспортируемого реками, уменьшается. В области седиментации в это время развиваются многочисленные озера, медленные заболоченные речки, болота. Естественно, что соотношения между мощностями осадков первой и второй фаз определяются соотношениями в интенсивности и продолжительности фаз поднятия и опускания, а также конкретными палеогеографическими особенностями территории.

Возникновение макроциклов также находит свое объяснение, если связать их с колебаниями более высокого порядка — большими по амплитуде и продолжительности (периоду).

Что касается элементарных циклов, то они по своему фациальному составу, мощности аналогичны циклам, появление которых связывают

с проявлением небольших по амплитуде и непродолжительных во времени колебаний земной коры (Ботвинкина, 1953). Рассматривая смену элементарных озерных циклов, в разрезе толщи (см. фиг. 10) нетрудно заметить, что каждый последующий цикл содержит в своем составе все более глубоководные озерные осадки в трансгрессивной части мезоцикла и мелководные — в регрессивной.

Работами Ю. А. Жемчужникова, В. С. Яблокова, П. П. Тимофеева и др. (1959—1960) в Донецком бассейне установлено, что подобная картина наблюдается при одновременном существовании колебательных движений разной амплитуды и частоты, при наложении их одного на другое. Эти данные дают основание предполагать, что элементарные циклы в угленосной толще центральной части бассейна возникли в результате проявления колебательных движений малой амплитуды, и каждому такому циклу соответствуют одно поднятие и одно опускание.

С другой стороны, число элементарных циклов изменяется, нередко даже на близких расстояниях. Это может быть связано с существованием локальных тектонических движений небольшой амплитуды или действием факторов нетектонического происхождения. Решить этот вопрос в каждом конкретном случае вполне обоснованно представляется невозможным.

Указания на существование колебательных движений земной коры, проявившихся в различных регионах земного шара на протяжении всей истории Земли от докембрия до четвертичного периода, мы находим в работах А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938), Н. И. Николаева (1948), В. В. Белоусова (1954), П. П. Тимофеева (1956), Г. И. Горецкого (1957), Ю. А. Мещерякова (1957), Г. В. Обедиентовой (1957), С. Н. Коптеловой (1958) и многих других. Существуют данные, указывающие на наличие таких движений и в наши дни. Так, В. В. Ламакин (1962), наблюдая колебания уровня воды в оз. Байкал, пришел к выводу, что в этом районе можно различить колебания различной амплитуды и продолжительности: крупные, «с большим размахом и длительным сроком», и мелкие, с размахом в несколько сантиметров и сроками в несколько лет.

Изучавшая неогеново-четвертичную историю Приханкайского района Приморья Н. А. Лебедева (1957) указывает, что в это время здесь имело место чередование эпох «с господством малых амплитуд тектонических движений, с преобладанием процессов погружения» и эпох «с господством значительных амплитуд вертикальных движений, с преобладанием поднятий, ростом горных возвышенностей и энергичным размывом коренных пород». На протяжении первых происходило отложение тонких глинисто-алевритовых осадков, содержащих пласты угля, формирование коры выветривания, выравнивание рельефа; на протяжении вторых формировались грубообломочные толщи. Одним из результатов смены этих эпох явилось чередование литологически разнородных в разрезе кайнозойских образований. В геологической истории Приморья от неогена до современного периода Н. А. Лебедева установила трехкратную смену этапов врезания рек и этапов накопления осадков. Характерно, что комплекс осадков, соответствующий каждым двум последовательным этапам, по своему строению весьма напоминает один макроцикл угленосной толщи Иркутского бассейна.

Можно было бы привести еще ряд высказываний. Однако изложенные здесь подтверждают правомерность вывода о том, что в континентальной угленосной толще центральной части Иркутского бассейна возникновение цикличности было связано с колебательными движениями земной коры.

ОСНОВНЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ И АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ПОРОД УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

Породы угленосной толщи содержат пестрый набор породообразующих и акцессорных минералов. Их изучение осуществлялось разными методами. Акцессорные минералы исследовались в иммерсионных препаратах с предварительным выделением из пород при помощи тяжелых жидкостей. Изучение породообразующих компонентов проводилось в шлифах пород или в легких фракциях.

Описание минералов производится в последовательности, соответствующей значимости каждого из них в составе пород. Оно сопровождается рядом таблиц, содержащих фотографии минералов, что позволяет более наглядно представить важнейшие особенности последних.

Полевые шпаты

Полевые шпаты (табл. XVII) являются важным компонентом в составе пород. Их содержание достигает около 30—40%. В редких случаях они присутствуют в подчиненном количестве по отношению к другим породообразующим компонентам.

Методика изучения полевых шпатов в осадочных породах разработана сравнительно слабо. В. Б. Татарским (1956) предложен способ изучения полиминеральной смеси различных плагиоклазов в иммерсионных жидкостях. Этот метод позволяет довольно точно диагностировать разновидности минералов в ряду альбит — анортит. Однако изучение легкой фракции пород этим способом невозможно, поскольку не позволяет различать постоянно присутствующие вместе с плагиоклазами кварц и калиевые полевые шпаты.

Среди советских и зарубежных литологов имеются попытки изучать полевые шпаты при помощи окрашивания с предварительной обработкой смеси минералов сильными реагентами (Кулькин, Зворыгина, 1960). Однако в последнее время появились указания на большие неточности в диагностике минералов ввиду присутствия на поверхности обломков тонкоагрегатных продуктов выветривания.

Большими достоинствами обладает методика диагностики полевых шпатов, разработанная В. Д. Шутовым. Она основана на исследовании легкой фракции на столике Федорова в среде с точно установленным показателем преломления (Шутов, 1956). Изучение минералов этим способом дает возможность с большой надежностью определять состав полевых шпатов и устанавливать количественное соотношение их разновидностей. Изучение полевых шпатов угленосной толщи производи-

лось этим методом. Ввиду значительной трудоемкости метода, исключающей возможность массовых определений, было просмотрено 30 обломков из разных частей разреза.

Проведенное исследование показало присутствие в юрских породах широкой гаммы различных полевых шпатов, как калиево-натровых, так и кальциево-натровых. Среди первых установлены микроклин, ортоклаз, санидин, анортотлаз. Наибольшее развитие имеют микроклин и ортоклаз, два других минерала присутствуют в виде редких зерен. Группа кальциево-натровых полевых шпатов или плагиоклазов представлена альбитом, кислым и основным олигоклазом, андезином, лабрадором. Преобладают альбит и олигоклаз, более основные разновидности встречаются редко, но в отдельных случаях их роль соизмерима с ролью других полевых шпатов. Широко распространены обломки пертитов, антипертитов, микропегматитов.

Форма обломков полевых шпатов разнообразная: окатанная (округлые или овальные зерна), полуокатанная, неокатанная. В последнем случае они сохраняют несколько кристаллографических граней. Обломки характеризуются различной выветрелостью. Для нижних горизонтов разреза характерна высокая выветрелость полевошпатового материала — зерна содержат в изобилии тонкоагрегатную массу глинистых частиц. Вверх по разрезу выветрелость полевых шпатов уменьшается, и среди пород прииркутской свиты преобладают обломки, слабо затронутые процессами выветривания, бесцветные и почти идеально прозрачные.

Эпигенетические изменения полевых шпатов различны. Наблюдалась коррозия этих минералов и замещение их каолинитом, монтмориллонитом, хлоритом, цеолитом. Процесс развивается с периферии зерна или из центра. В последнем случае он всегда приурочивается к мелким трещинам спайности. Наблюдались и другие типы изменения полевых шпатов: растворение по линии контакта с другими обломками, регенерация. Первый процесс развивается при соприкосновении обломков кварца и полевых шпатов. Регенерация зерен полевых шпатов установлена лишь для калиевых разновидностей. В ходе регенерации обломки приобрели правильные кристаллографические очертания; каемочка новообразованного материала резко отличается от основного зерна оптической ориентировкой и отсутствием продуктов выветривания.

Кварц

Кварц (табл. XVIII) является другим важным породообразующим минералом, присутствуя в количестве от 30 до 90% в песчано-гравийных породах и от 10 до 30% — в алевритовых.

Имеющиеся работы показывают важность изучения обломочного кварца для выяснения характера и состава пород питающей провинции. Для суждения о генезисе кварца большую ценность представляют форма обломочных зерен (изометричная или удлиненная, окатанная или угловатая), минералогический состав включений, присутствие трещин, наличие регенерационных каемок, сформировавшихся до захоронения, степень кристаллической однородности и другие признаки. Предложено несколько классификационных схем, основывающихся на изучении этих особенностей (Князев, 1951; Леммлейн, Князев, 1951; Чень Ли-Жунь, 1960; Коссовская, 1962).

Изучение кварца пород угленосной толщи производилось в шлифах под микроскопом по методике А. Г. Коссовской с учетом содержания следующих генетических разновидностей: 1) кварца переотложенного — окатанные и полуокатанные зерна, часто обладающие каемками обрастания, сформированными до захоронения в данном осадке; 2) квар-

ца удлиненного, обладающего призматической, вытянутой по оси с или линзообразной формой,— зерна обычно не содержат включений, края слабо гранулированы, не имеют следов окатывания. Он попадает в осадок за счет разрушения кристаллических сланцев; 3) кварца изометричного с неровными краями, подразделяемого, в свою очередь, на три разновидности: а) кварц струйчатый с обильными тонкими включениями пузырьков жидкости и газа, расположенными в виде полос или «потоков», б) кварц с крупными включениями турмалина, циркона и некоторых других минералов, в) кварц прозрачный, без включений, часто трещиноватый. Две первые разновидности характерны для изверженных пород, третья для пород высокой степени метаморфизма; 4) обломков кварцитов.

Среди песчано-гравийных пород иногда присутствуют зерна сложно катклазированного кварца. По-видимому, наиболее правильно отнести их к третьему (разновидность «в») — кварц из пород высокой степени метаморфизма. Часто такие обломки содержат включения калиевых полевых шпатов и плагиоклазов, что указывает на магматический генезис таких пород. Последнее подтверждается присутствием сложно катклазированного кварца в составе галек гранитоидов.

Вторичные изменения кварца развиты широко. Они проявляются в регенерации или растворении. В первом случае на зернах формируются тончайшие пленочки, сосочковидные выросты, а при более интенсивном развитии — широкие регенерационные каймы; нередко зерно приобретает кристаллографические очертания.

Растворение кварца проявляется обычно в породах с новообразованным карбонатным цементом, именно последний интенсивно корродирует и замещает кварц. Иногда этот процесс развит в песчано-гравийных породах с монтмориллонитовым цементом, а также в зоне контакта с зернами полевых шпатов.

Обломки пород

Содержание обломков варьирует от нескольких процентов до 30—40%. Максимальные концентрации их характерны для гравелитов и крупнозернистых песчаников, минимальные — для мелкозернистых песчаников и алевролитов. Среди обломков пород выделяются метаморфические и изверженные разности.

Метаморфические породы представлены разнообразными сланцами — кварцево-биотитовыми, кварцево-мусковитовыми, кварцево-хлоритовыми, эпидозитами, филлитами, кремнями. Для них характерна резко удлиненная форма обломков, иногда отчетливая сланцеватая структура.

Изверженные породы представлены интрузивными и эффузивными разностями. Наибольшее развитие имеют производные гранитной магмы: граниты (в основном щелочные), аплиты, фельзиты, риолиты, кварцевые порфиры. В небольшом количестве установлены диабазы.

Обломки изверженных пород часто сильно разложены — полевошпатовый материал и основная масса пелитизированы. В обломках диабазов на месте темноцветных минералов развивается хлорит, а при более высокой выветрелости — лимонит.

В ходе петрографического изучения был произведен подсчет содержания метаморфических, интрузивных, эффузивных разностей. В последней группе преобладают кислые эффузивы. Интрузивные породы представлены в основном гранитоидами. Содержание обломков пород каждой из названных групп неодинаково в различных частях территории и разреза.

По своему значению этот минерал отнесен к числу породообразующих. Особенно велико содержание биотита в мелкозернистых разностях обломочных пород: в крупнозернистых алевритах до 35—40%, в мелкозернистых песчаниках до 25%. В среднезернистых песчаниках на его долю приходится до 10—15%, а в крупнозернистых песчаниках и гравелитах не более 3—5%. Присутствуют две минеральные разновидности биотита.

1. Коричневый или зеленовато-коричневый биотит с плеохроизмом от буровато-желтого, бледно-коричневого цвета по Ng' до темно-бурого или зеленовато-бурого по Np' . Минерал одноосный или с очень маленьким углом $2V$ (2—3°); измерение показателей преломления установило колебание значений Ng' и Nm' в интервале от 1,599 до 1,612.

2. Зеленый биотит плеохроирует от светло-зеленой, фисташково-зеленой окраски по Np' до густо-зеленой, почти черной — по Ng' . Угол $2V$ колеблется от 0 до 2—3°. Показатели преломления Ng' и Np' меняются от 1,612 до 1,620.

Оптическое изучение позволяет отнести бурый биотит к мероксену — относительно бедной железом разновидности минералов этого ряда, а зеленый биотит — к лепидомелану, содержащему большие количества железа, чем мероксен.

В породах угленосной толщи наиболее широко развит бурый биотит, зеленая разновидность присутствует в виде единичных чешуек. Лишь в прииркутской свите Каранцайского месторождения преобладает зеленый биотит, а бурый отсутствует.

Известно, что биотит является малоустойчивым минералом и легко изменяется. Установлена широкая гамма эпигенетических изменений бурого и зеленого биотита. Эти процессы наиболее полно представлены в песчано-гравийных разностях. Здесь наблюдался переход биотита в бесцветную гидрослюда и далее в каолинит, преобразование в монтмориллонит, хлорит. Часто происходит формирование по нему железистых карбонатов. Некоторые компоненты, освобождавшиеся из кристаллической решетки биотита в ходе вторичных изменений, дают начало ряду новообразований.

Вследствие интенсивных эпигенетических изменений биотита, его содержание в породах сильно уменьшилось по сравнению с исходным осадком. Показательно в этом отношении, что в прослоях песчаников, не испытавших интенсивных преобразований в эпигенезе, содержание биотита более высокое, чем в аналогичных по размерности и условиям образования породах, подвергшихся сильному эпигенетическим преобразованиям.

Гранаты

Гранаты (табл. XIX, 1—8) обычно резко преобладают среди акцессорных минералов и составляют не менее 35—40% тяжелой фракции. Лишь в ряде разрезов на их долю приходится не более 5—7% последней.

Зерна гранатов окрашены в бледно-розовый цвет, особенно резко проявляющийся у наиболее крупных из них. Единичные зерна обнаруживают интенсивную розовую окраску даже при небольших размерах; присутствуют и бесцветные гранаты. Большинство зерен имеет резко угловатую форму, изометричны или отчетливо удлинены, некоторые подверглись значительной механической обработке и обладают округлыми или овальными очертаниями. Было встречено несколько кристалликов в виде правильных ромбодекаэдров.

Изучение показателей преломления в иммерсионных жидкостях показало колебание их значений, но интервал колебания незначителен: преобладают гранаты с показателями преломления (N) от 1,789 до 1,812; лишь у небольшого числа зерен показатели выше или ниже этих величин на 0,004—0,007. Удельный вес гранатов меняется от 1,405 до 1,410. Среди различных минералов из группы гранатов подобными значениями показателей преломления и удельного веса обладают железисто-алюминиевые разновидности, близкие по составу к альмандину.

Значительное число зерен граната содержит разнообразные включения. Наиболее часто присутствует кварц, более редки апатит, турмалин, рутил. В некоторых зернах обнаружены чешуйки биотита.

Вторичные изменения гранатов встречаются редко. Они проявляются в формировании на поверхности зерен своеобразной черепитчатой поверхности. О причинах ее образования существуют различные мнения. И. А. Преображенский (1941), Д. П. Сердюченко и Л. В. Добровторская (1949), а также В. С. Соболев (Соболев и др., 1951), Д. П. Бобровник (1951), Н. С. Вартанова (1954) и Ю. А. Ходак (1956) считали, что появление черепитчатой поверхности на зернах гранатов связано с их ростом в осадочных или материнских породах. Однако высокая сохранность этой тонкой скульптуры, отсутствие какой-либо механической обработки, как подчеркивают Босвелл (Boswell, 1933) и А. Г. Коссовская (1962), делают маловероятным последнее предположение. Ряд исследователей (А. Винчелл, Г. Винчелл, 1953; Запорожцева, 1960; Коссовская, 1962) считает, что образование черепитчатой поверхности обусловлено процессами растворения зерен, протекающих после накопления осадка. А. С. Запорожцева, рассматривая несколько случаев возникновения подобных структур на обломочных гранатах, приходит к выводу, что процессы растворения протекают в кислых условиях. Этот вывод, основанный на геологических наблюдениях, хорошо подтверждается экспериментальным растворением гранатов в сильной кислоте.

Апатит

Апатит (табл. XIX, 9—16), как и гранаты, постоянно присутствует в тяжелой фракции, его содержание колеблется от нескольких процентов до 35—40%.

Во всех районах этот минерал представлен бесцветными, слегка желтоватыми зернышками. Многие сильно окатаны и обладают округлой или эллипсоидальной формой. Встречаются удлинённые зерна с округленными концами. Отдельные призматические кристаллики несут на своих концах слабо развитые грани пирамиды, усеченные базопинакоидом; они разбиты трещинами отдельности и в поперечном сечении обнаруживают гексагональные очертания. Зерна апатита часто содержат тончайшие непрозрачные включения неясного состава. При значительном сплюснении их все зерно становится непрозрачным.

Изучение оптических свойств минерала показало колебания значений показателей преломления: Ng' в интервале от 1,634 до 1,636 и Np' — от 1,629 до 1,631; $Ng - Np = 0,005$. Согласно данным Винчелла (1953), апатиты с подобными значениями показателей преломления могут быть отнесены к фторапатитам.

Каких-либо вторичных преобразований обломочного апатита (растворение, новообразование) в самих породах не установлено.

Сфен (табл. XIX, 17—25) среди аксессуарных минералов угленосной толщи имеет ограниченное распространение (1—2%), но в ряде случаев его концентрация достигает 20—25%. Установлено несколько разновидностей сфена, отличающихся характером окраски. Наиболее часты окрашенные сфены, более редки бесцветные. Среди окрашенных преобладают желтовато-бурые или бледно-розоватые, иногда встречаются зерна интенсивного розового цвета с явственным плеохроизмом.

Форма зерен разнообразная. Особенно часто встречаются обломки удлиненного габитуса с закругленными концами; широко представлены идеально окатанные, округлые или яйцевидные. Более редки таблитчатые и неправильные клиновидные зерна, сохранившие первичные кристаллографические очертания. Удастся наметить некоторые различия в степени механической обработки бесцветных и окрашенных разновидностей. Среди последних особенно широко представлены слабо окатанные или совершенно неокатанные, более редки округлые или яйцевидные. Зерна бесцветных сфенов всегда хорошо окатаны и имеют округлые очертания.

Наблюдалось вторичное растворение обломков сфена. При максимальном проявлении этого процесса на зернах развиваются своеобразные «сосулькообразные» выросты или ступенчатая поверхность, на начальных стадиях зерно приобретает шероховатую поверхность и становится слабо прозрачным.

Минералы группы эпидота

Минералы группы эпидота (табл. XX, 1—6) в большинстве разрезов играют второстепенную роль (2—5% тяжелой фракции), но в некоторых случаях резко преобладают. Представлены они эпидотом, клиноцоизитом, цоизитом, ортитом.

Эпидот встречается в виде окрашенных зерен с плеохроизмом от бутилочно-зеленого, буровато-зеленого и фисташково-зеленого по Ng' до бесцветного или очень светлого желтовато-зеленого по Np' . Минерал обладает показателями преломления: $Ng' = 1,752 \pm 0,003$; $Np' = 1,727 \pm 0,002$. По данным А. Винчелла (1953), эпидот с подобными значениями показателей преломления может быть отнесен к фистациту.

Клиноцоизит бесцветен и характеризуется меньшими значениями показателей преломления: $Ng' = 1,734 \pm 0,003$; $Np' = 1,717 \pm 0,002$. Клиноцоизит в обломках с трещинами спайности можно отличать по прямому угасанию.

Цоизит также бесцветен. Его показатели преломления значительно ниже, чем у эпидота и клиноцоизита: $Ng' = 1,715 \pm 0,002$; $Np' = 1,703 \pm 0,002$.

Форма обломочных зерен этих трех минералов варьирует. Преобладают неправильные, изометричные обломки, многие разбиты густой сетью трещин и содержат в изобилии точечные включения неясного состава (возможно, глинистые частицы). Редкие зерна обладают призматическими очертаниями, обнаруживают следы трещин спайности и штриховку на гранях призмы.

Ортит представлен бурыми зернами с плеохроизмом от темно-бурого по Ng до светло-бурого, слегка розоватого по Np . Показатели преломления невысокие: $Ng' = 1,730 \pm 0,002$; $Np' = 1,715 \pm 0,002$. Значение угла $2V$ высокое: $+2V = 50^\circ$. В тяжелой фракции минерал присутствует в виде таблитчатых неокатанных зерен.

Вторичные изменения, выражающиеся в растворении, установлены для обломочных зерен фистацита, клиноцоизита, цоизита. Процесс раз-

вивается неравномерно, он захватывает главным образом торцовые грани, где образуются тончайшие сосульковидные выросты, иногда достигающие значительных размеров.

Рутил

Рутил (табл. XX, 7—9) в тяжелой фракции фиксируется постоянно, но содержание его незначительно: от единичных зерен (доли процента) до 2—3% фракции.

Рутил встречается в виде удлинённых столбчатых кристаллов с округленными или обломанными концами. Некоторые обладают хорошо сохранившимися бипирамидками на концах, отдельные кристаллы обнаруживают отчетливую вертикальную штриховку. Более редки окатанные изометричные зерна, иногда попадаются коленчатые двойники. Тончайшие игольчатые и волосовидные включения рутила встречаются часто в обломках кварца, чешуйках хлорита и биотита.

Окраска рутила разнообразная. Наиболее обычны разности, окрашенные в бурые, красновато-бурые и темно-красные цвета; более редки желтовато-бурые и буровато-желтые рутилы. Характер окраски удается наблюдать лишь в малоизмененных зернах. Часто обломки рутила заметно лейкоксенизированы и малопрозрачны. В отраженном свете они обнаруживают характерную грязновато-белую окраску, нередко происходит почти полное замещение зерен рутила агрегатами лейкоксена. Наибольшее содержание лейкоксенизированных зерен характерно для пород нижних частей разреза угленосной толщи (основание черемховской свиты). Здесь многие обломочные компоненты (полевые шпаты, обломки пород) сильно выветрелы. Это дает основание считать, что процессы лейкоксенизации рутила осуществлялись в древних корах выветривания. Каких-либо эпигенетических изменений зерен рутила не установлено.

Циркон

Циркон (табл. XX, 10—19) является постоянным компонентом тяжелой фракции, хотя содержание его обычно составляет 1—2%, в ряде случаев повышаясь до 4—5% тяжелой фракции.

Встреченные в породах цирконы различаются рядом особенностей: окраской, характером кристаллографических очертаний, однородностью строения, степенью окатанности. В зависимости от цвета выделяются бесцветные и окрашенные цирконы. Зерна бесцветного циркона, имеющие почти повсеместное распространение, обычно обладают хорошо развитыми гранями призмы, что обуславливает их удлинённый габитус, многие несут на концах бипирамидки. Реже встречаются кристаллы с сильно развитыми гранями бипирамиды при слабом развитии граней призмы.

В процессе переотложения торцовые части сильно удлинённых кристаллов закругляются, в то время как грани призмы сохраняются. Изометричные кристаллики окатываются более равномерно и приобретают округлые или овальные очертания.

Окрашенные цирконы встречаются эпизодически. Среди них выделяются бурые или красновато-бурые разности (малаконы) и розовые (гиацинты). Большинство кристаллов малакона характеризуется одинаковыми степенями развития граней призмы и бипирамиды, в связи с этим они имеют изометричные очертания. Изредка встречаются удлинённые кристаллики с сильно развитыми гранями призмы. Зерна малакона часто имеют зонарное строение. Оно проявляется благодаря густой сети трещин и штрихов, проходящих параллельно граням призмы. Имеются и радиальные трещины, секущие параллельные. Обломки зо-

нарного строения окрашены неравномерно, центральная их часть имеет более темный цвет, а периферическая более светлый.

Кристаллы розовых цирконов, или гиацинтов, имеют изометричные очертания в связи с одинаковой степенью развития граней призмы и пирамиды; в них обычно присутствует и плоскость базопинакоида. Благодаря этому гиацинты, не подвергшиеся механической обработке, обладают своеобразными конвертообразными очертаниями. В результате окатывания они приобретают округлую форму.

Степень окатанности циркона сильно варьирует. Можно проследить целую гамму постепенных переходов от кристаллов с отчетливыми кристаллографическими очертаниями до хорошо окатанных обломков. Обломочные зерна циркона содержат включения кварца, рутила, граната, тремолита, актинолита. Встречаются включения непрозрачных минералов.

Сам циркон в виде мельчайших (меньше 0,01 мм) прекрасно окристаллизованных включений присутствует в чешуйках биотита. Обычно в непосредственной близости от них биотит обнаруживает плеохроичные дворники, возникающие в связи с радиоактивным излучением некоторых радиоактивных примесей. Возможно, что чешуйки биотита играли важную роль в транспортировке крупных кристаллов циркона.

Установлены вторичные изменения обломочного циркона в осадочных породах. Известны случаи растворения и новообразования этого минерала (Коссовская, 1962). В породах угленосной толщи вторичных изменений циркона не наблюдалось.

Ставролит

Ставролит (табл. XX, 20—23) встречается спорадически в виде редких зерен, и содержание его составляет 1,0—1,5% тяжелой фракции. Ставролит присутствует в виде удлинённых короткопризматических кристаллов, реже округлых изометричных зерен. Он обладает отчетливой окраской и плеохроизмом от темно-бурого, красновато-бурого по N_g до медово-желтого, буровато-желтого по N_p . Показатели преломления минерала следующие: $Ng' = 1,749 \pm 0,002$; $Np' = 1,737 \pm 0,002$; $Ng - Np = 0,012$. Зерна часто содержат изометричные включения кварца и тонкую непрозрачную пыль, представляющую собой углистые частицы или рудные минералы.

Наблюдалось растворение обломков ставролита с образованием на торцах зерен сосулькообразных выростов. Нередко зерна ставролита приобретают облик «петушиных гребешков». Подобные формы описаны А. Г. Коссовской в мезозойских терригенных отложениях Приверхоянья (1962).

Дистен

Дистен (табл. XXI, 1—6) был установлен лишь в нижней части разреза скв. С-56, расположенной в окрестностях пос. Едогон. Содержание минерала здесь не превышает 2—5%. Дистен присутствует в виде бесцветных сильно удлинённых или почти изометричных зерен. Многие обнаруживают прекрасно выраженную спайность по 100. Часть зерен имеет «ситовидное» строение и содержит в большом количестве включения кварца. Определение оптических свойств минерала дало следующие результаты: $Ng' = 1,727 \pm 0,002$; $Np' = 1,715 \pm 0,002$; $Ng - Np = 0,012$; $c : Ng = 25^\circ$.

Большинство зерен обладает неправильными резко зазубренными окончаниями на торцах (границы 010). В справочных руководствах (Мильнер, 1934; Логвиненко, 1957; Преображенский, Саркисян, 1954) указыва-

ется, что обломки дистена в осадочных породах обладают правильными прямоугольными очертаниями благодаря наличию у этого минерала спайности в двух направлениях, с углом между плоскостями, близким к прямому. Зерна дистена из угленосной толщи по своей форме напоминают обломки ставролита, эпидота и некоторых минералов из группы пироксенов, подвергшиеся растворению. Подобное сходство заставляет предполагать, что образование сложноскульптурированной поверхности зерен дистена связано также с явлениями растворения. Обломки дистена с занозистыми окончаниями наблюдали Босвелл (Bosswell, 1924) и Скерл (Skerl, 1927). Оба исследователя пришли к выводу, что растворение в самих породах является наиболее вероятным способом образования такой формы обломков.

Роговая обманка

Присутствие роговой обманки в заметных количествах констатировалось в скважинах Новометелкинского района. Она приурочена здесь к нижним частям разреза, к черемховской свите. В остальных районах минерал фиксируется редко и всегда в единичных зернах. Во всех случаях это обыкновенная роговая обманка. Она окрашена в зеленый цвет и плеохроирует от бледного желтовато-зеленого цвета по *Np* до грязновато-зеленого по *Ng*. Показатели преломления минерала следующие: $Ng' = 1,675 \pm 0,002$; $Np' = 1,658 \pm 0,002$; $Ng - Np = 0,017$; $c : Ng = 17^\circ$. Зерна роговой обманки изометричны или несколько удлинены. Даже в наиболее окатанных из них присутствуют следы одной или нескольких граней.

Каких-либо вторичных изменений обломков роговой обманки в угленосной толще не наблюдалось. В некоторых смежных районах установлено растворение этого минерала и замещение новообразованным цеолитом или монтмориллонитом.

Турмалин

Присутствие турмалина (табл. XXI, 7—11) в тяжелой фракции констатируется постоянно, хотя содержание его обычно не превышает 2—3%, изредка поднимаясь до 10—15%.

Минерал встречается в виде призматических, короткостолбчатых или сильно удлиненных кристаллов; наблюдались изометричные зерна с неправильной или окатанной формой. Большинство зерен окрашено в бурый или буровато-зеленый цвет с плеохроизмом от темно-бурого и зеленовато-бурого по *Np* и светло-бурого по *Ng*. Более редки темно-зеленые, фисташково-зеленые, желтые и черные турмалины. У последних окраска изменяется от черного по *Np* до зеленого по *Ng*. Единично были встречены обломки с плеохроизмом от темного зеленовато-голубого по *Np* до бледно-зеленого, слегка голубоватого по *Ng*. Показатели преломления минерала изменяются в диапазоне: Ng' — от 1,636 до 1,675; Np' — от 1,615 до 1,643; $Ng - Np$ — от 0,015 до 0,021.

Имеющиеся данные не дают оснований для точной диагностики турмалинов. Известно, что среди турмалинов наиболее широко распространены разности рядов дравит — шерл и шерл — эльбаит. Дравит характеризуется высокими содержаниями магния, шерл — железа, а эльбаит — лития. А. Винчелл указывает, что для шерла характерно изменение *Ng* от 1,650 до 1,670, для дравита — от 1,630 до 1,655, а для эльбаита — от 1,635 до 1,650. Вполне вероятно, что в породах присутствуют все три разновидности минерала.

ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПОРОД УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ. ВОЗМОЖНЫЕ ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ

Представление о терригенно-минеральной ассоциации как естественном парагенетическом наборе обломочных минералов было введено В. П. Батуриным (1937). Методика, разработанная им, была с успехом применена и получила дальнейшее развитие в работах Н. В. Логвиненко (1953); Фюхтбауэра и Лемке (Füchtbauer, Lemcke, 1953); Н. С. Вартановой (1954); С. Г. Саркисяна (Саркисян, Теодорович, 1955; Саркисян, Михайлова, 1961); Л. Б. Рухина (1959); Андела (Andel, 1959), А. Г. Коссовской (1962).

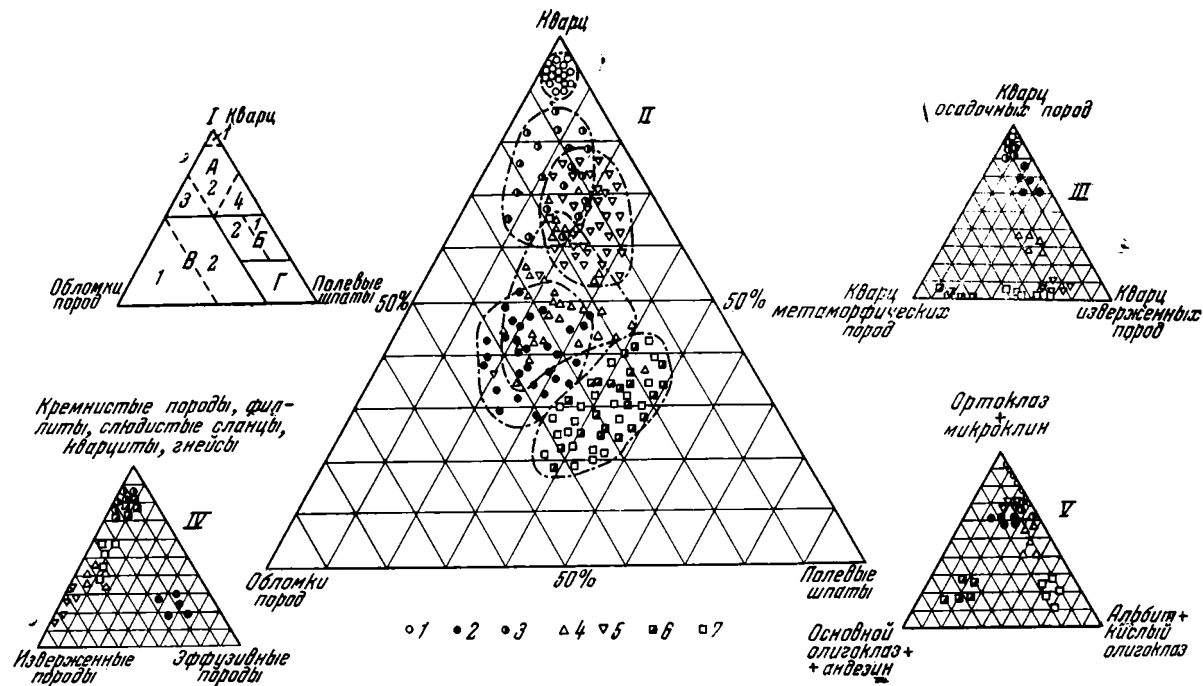
Первоначально выделение терригенно-минеральных ассоциаций и питающих провинций базировалось в основном на различиях акцессорных минералов без детальной характеристики породообразующих компонентов. Развитие методов минералогических исследований позволило более углубленно подойти к изучению кварца, полевых шпатов, обломков пород и глинистых минералов. Все это позволило при выделении терригенно-минеральных ассоциаций учитывать комплекс разнообразных признаков вещественного состава пород.

Именно этот принцип был положен в основу выделения ассоциаций в угленосной толще. Учитывались соотношение и характерные особенности породообразующих компонентов, состав и идиоморфные особенности акцессорных минералов, характер первичного глинистого цемента песчано-гравийных пород, состав глинистой фракции алевролитов и глин. Название каждой ассоциации определялось составом обломочных пород (песчаников, гравелитов, алевролитов). В настоящей работе принята классификация обломочных пород, предложенная А. Г. Коссовской (1962). Всего в разрезе выделено семь терригенно-минеральных ассоциаций (фиг. 18), локализующихся в определенных возрастных границах и определенных районах.

ПЕРВАЯ АССОЦИАЦИЯ, С МОНОМИНЕРАЛЬНЫМИ КВАРЦЕВЫМИ ПЕСЧАНИКАМИ И ГРАВЕЛИТАМИ

Обломочные породы

Обломочные породы характеризуются резким преобладанием обломков кварца, составляющего 90—95% породы, над другими компонентами: полевыми шпатами (3—4%), слюдистыми минералами (1—



Фиг. 18. Вещественный состав песчано-гравийных пород угленосной толщи.

I — классификационная диаграмма песчано-гравийных пород (по А. Г. Коссовской): А — семейство кварцевых песчаников (цифры на схеме): 1 — мономинеральные кварцевые, 2 — олигомиктовые кварцевые, 3 — аркозово-кварцевые, 4 — граувакково-кварцевые; Б — семейство аркоз: 1 — собственно аркозы, 2 — загрязненные граувакковые аркозы, 4 — граувакково-кварцевые; В — семейство граувакк: 1 — собственно граувакки, 2 — полевошпатовые граувакки; Г — «пустое» поле. II — соотношение основных породообразующих компонентов в песчано-гравийных породах; III — соотношение различных типов кварца в породах; IV — соотношение различных обломков пород; V — соотношение различных полевых шпатов; 1 — первая ассоциация; 2 — вторая ассоциация; 3 — третья ассоциация; 4 — четвертая ассоциация; 5 — пятая ассоциация; 6 — шестая ассоциация; 7 — седьмая ассоциация.

2%) и обломками пород (до 4%). Соотношение этих компонентов приведено на фиг. 18. Глинистый материал в песчано-гравийных породах, по-видимому, отсутствовал. Отсутствует глинистый цемент в них и в настоящее время. Породы слабо сцементированы за счет проникновения зерен одного в другое и незначительной регенерации обломков кварца.

Породообразующие минералы

Кварц. Этот минерал представлен хорошо окатанными обломками круглой и овальной формы. Большинство их обладает монокристаллическим строением и однородным угасанием, меньшая часть обнаруживает слабое облачное угасание или сильно катаклазирована.

Полевые шпаты. Встречены лишь калиевые разновидности — микроклин, ортоклаз. Все зерна идеально прозрачны и не содержат продуктов выветривания. Они хорошо окатаны, овальные или круглые.

Слюдистые минералы. Фиксируются единичные чешуйки мусковита. Размер их значительно превышает размер остальных обломочных зерен. Они характеризуются высокой сохранностью, интенсивным двойным лучепреломлением.

Обломки пород. Состав обломков пород разнообразен: кремнистые разновидности, слюдистые кварциты, слюдисто-кремнистые сланцы. Все они хорошо окатаны.

Акцессорные минералы

Среди акцессорных минералов установлены ильменит, магнетит, лейкоксен, гранаты, апатит, циркон, сфен, турмалин, иногда эпидот. Наибольшее значение имеют ильменит и магнетит, составляющие вместе до половины тяжелой фракции; значительно содержание лейкоксена (до 30%). Другие минералы составляют несколько процентов, но эпидот иногда присутствует в количестве до 30%.

Зерна минералов тяжелой фракции сильно окатаны, обладают округлой формой. Исключение представляет эпидот, присутствующий в виде угловато-окатанных зерен. Лейкоксен образует неправильные землистые агрегаты.

Глинистые породы

Глинистые породы представлены каолинистыми глинами с небольшой примесью гидрослюда. Прослой глины встречаются редко, их мощность не превышает нескольких десятков сантиметров.

Особенности распространения ассоциации в разрезе и на площади.

Источники заимствования обломочного материала

Ассоциация с мономинеральными кварцевыми песчаниками и гравелитами установлена на крайнем северо-западе территории, в окрестностях г. Тулун. Она охватывает здесь нижние части разреза черемховской свиты (первый, иногда, второй мезоциклы). Породы залегают на отложениях ордовика и тождественны им по составу. Это указывает, что ассоциация формировалась за счет размыва отложений ордовика. Не совсем ясно низкое содержание глинистого материала. В породах ордовика глинистые породы и алевролиты с высоким содержанием глинистых частиц встречаются часто. Возможно, в юрское время размыву подвергались горизонты ордовика, характеризовавшиеся резким преобладанием песчано-гравийных пород при почти полном отсутствии алевро-глинистых.

Происходило поступление материала и из других источников; в частности, присутствие малоустойчивого к выветриванию эпидота не характерно для пород, прошедших несколько циклов переотложения. Этот минерал, возможно, был заимствован из траппов, прорывающих палеозойские осадки. Тела траппов в окрестностях г. Тулун и в более северных районах Сибирской платформы встречаются часто.

ВТОРАЯ АССОЦИАЦИЯ, С АРКОЗОВО-ГРАУВАККОВЫМИ ПЕСЧАНИКАМИ, СОДЕРЖАЩИМИ В БОЛЬШОМ КОЛИЧЕСТВЕ ОБЛОМКИ КИСЛЫХ ЭФФУЗИВОВ

Обломочные породы

Песчано-гравийным породам ассоциации свойственны следующие содержания породообразующих компонентов: кварц — до 30—35%, полевые шпаты — до 20—25%, обломки пород — до 30—35%, слюдистые минералы — 5—20%. На классификационной диаграмме (см. фиг. 18) точки вещественного состава пород этой ассоциации, как и всех других, нанесены без учета содержания слюдистых минералов, т. е. кварц, полевые шпаты и обломки пород составляют 100%.

Первичный глинистый цемент в песчано-гравийных породах первоначально имел, по-видимому, монтмориллонитовый состав и содержал небольшую примесь гидрослюда и каолинита.

Породообразующие минералы

Кварц. Преобладает разность, заимствованная из осадочных пород (60—75% всего кварца). Кварц метаморфических пород составляет 10—15%, а кварц изверженных пород — 20—35% всего кварца. Первый представлен сильно удлинненными зернами с однородным или обломочным угасанием. Кварц изверженных пород встречается в виде изометричных однородно угасающих зерен с включениями пыли, пузырьков газа, жидкости, полевых шпатов, циркона, рутила, апатита и др.

Полевые шпаты. Состав полевых шпатов разнообразен: микроклин, ортоклаз, альбит, кислый и основной олигоклаз. Часто встречаются пертиты и антипертиты. Калиевые разности (микроклин и ортоклаз) преобладают, составляя 55—70% всех полевых шпатов. Содержание плагиоклазов достигает 30—45%, при этом на альбит и кислый олигоклаз приходится 20—30%; основной олигоклаз составляет 10—25%. Полевые шпаты сильно выветрелы, многие непрозрачны. Большинство обломков заметно окатано, но некоторые сохранили кристаллографические очертания.

Обломки пород. Среди обломков пород преобладают эффузивные и жильные аналоги гранитов — риолиты, аплиты, фельзиты, кремни; они составляют 60—70% всех обломков пород. Присутствуют также кварциты, железистые кварциты, слюдистые сланцы, филлиты, базальты, но роль их незначительна. Для большинства обломков характерна сильная выветрелость и окатанность; особенно хорошо окатаны обломки эффузивов, имеющие округлую или эллипсоидальную форму. Среди единичных галек, встречающихся в породах ассоциации, установлены туфы щелочных пород, туфопесчаники, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, щелочные граниты, т. е. те же породы, обломки которых составляют песчаники и гравелиты.

Слюдистые минералы. Они представлены в основном биотитом, в меньшей степени мусковитом. Биотит присутствует в песчаниках в количестве до 5—10%, в алевролитах — до 15—20%. Основную роль играет первично сильно измененный бурый биотит (мероксен), обра-

зующий крупные аморфизированные таблички без следов спайности и плеохроизма, с низкими показателями преломления. Чешуйки биотита высокой сохранности (с отчетливым плеохроизмом, трещинами спайности и высокими показателями преломления) редки. Встречены единичные чешуйки мусковита. Они слабо затронуты выветриванием и хорошо сохранились.

Акцессорные минералы

Среди акцессориев преобладают гранаты ряда пироп — альмандин (25—40%) и апатит (20—30%); значительно содержание ильменита и магнетита (10—15%, иногда до 30%); в большом количестве присутствует лейкоксен — от 10 до 20%. Подчиненную роль играют циркон (5—10%), турмалин (5—10%), сфен (до 12%), рутил (3—5%), эпидот (1—3%).

Гранаты. Они обычно бесцветны, реже обладают бледно-розовой окраской (разности, приближающиеся по составу к альмандину). Показатели преломления их колеблются от 1,789 до 1,802. Многие зерна гранатов заметно окатаны.

Апатит. Преобладают бесцветные или слегка желтоватые фтор-апатиты; встречаются зерна зеленовато-синего и розового апатитов. Все они хорошо окатаны, округлые или эллипсоидальные.

Ильменит и магнетит. Эти минералы подсчитывались совместно. Во всех случаях ильменит преобладает. Минералы присутствуют в виде неправильных, реже окатанных зерен. Ильменит обычно лейкоксенизирован, можно проследить все стадии постепенного перехода от слабо затронутых лейкоксенизацией зерен до полностью замещенных лейкоксомом.

Лейкоксен. Зерна лейкоксена имеют неправильную изометричную форму, напоминая землистые агрегаты. Большинство их образовалось, по-видимому, в результате лейкоксенизации обломочных титан-содержащих минералов — ильменита, рутила.

Циркон. Наибольшее значение имеют бесцветные цирконы — в виде хорошо окатанных округлых и яйцевидных зерен. В меньшем количестве присутствуют бурые или буровато-красные; они сохраняют кристаллографические очертания и лишь в небольшой степени затронуты механической обработкой.

Турмалин. Преобладают бурые и буровато-желтые турмалины, в единичных обломках встречаются синевато-зеленые и синие. Первые обладают призматическими очертаниями обломков, вторые заметно окатаны.

Сфен. Установлен лишь бесцветный сфен. Его зерна хорошо окатаны, округлые или овальные.

Рутил. Встречены бурые, буровато-красные, медовые, буровато-желтые рутилы. Темноокрашенные разности преобладают, они представлены удлиненными призматическими зернами с округленными концами, встречаются овальные и яйцевидные обломки. Наиболее светлоокрашенный рутил (буровато-желтый) встречается в виде кристаллов с хорошо выраженными гранями призмы и бипирамиды.

Глинистые породы

Глинистые породы, как и в ассоциации с мономинеральными кварцевыми песками, встречаются редко. Представлены они монтмориллонитовыми глинами, в составе которых установлены каолинит и гидро-слюда.

Глины хорошо отмучены, содержание алевроитовой примеси в них не превышает 10%. Среди алевроитовых обломков установлены кварц,

сильно выветрелые полевые шпаты (главным образом калиевые разновидности). Чешуйки биотита встречаются редко и отличаются высокой степенью выветрелости. Акцессорные минералы по своим типоморфным особенностям тождественны таковым из обломочных пород.

Особенности распределения ассоциации в разрезе и на площади.

Источники заимствования обломочного материала

Описанная ассоциация развита на значительной части изученной территории, от пос. Ишидей на западе до пос. Нукуты на востоке, от пос. Барлук на севере до пос. Новометелькино на юге. Повсеместно она приурочена к нижней части черемховской свиты — первый мезоцикл. Состав ассоциации на этой площади достаточно устойчив. Некоторые отклонения наблюдаются на крайнем западе — скв. С-59. Здесь песчано-гравийные породы содержат кварц в количестве до 50—60%. Многие зерна этого минерала хорошо окатаны, имеют округлую и эллипсоидальную форму.

Значительная окатанность и высокая выветрелость обломочного материала ассоциации показывает, что он был заимствован из осадочных толщ. Для них были характерны высокие концентрации обломков кислых эффузивов. Для нижнепалеозойских пород Иркутского амфитеатра не характерно высокое содержание кислого эффузивного материала (Карасев, 1959; Равский, 1959; Одинцов и др., 1962; Писарчик, 1963).

Среди верхнепротерозойских образований Прибайкалья известна мощная континентальная толща эффузивно-осадочных пород, акитканская серия, представленная переслаиванием терригенных пород (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты), кислых эффузивов (кварцевые порфиры), туфо- и лавобрекчий, туфов (Салоп, 1958). Она прорвана крупными интрузивными телами щелочных гранитов. В этом районе широко развиты архейские и протерозойские гнейсы, кристаллические и глинистые сланцы, кварциты.

Простое перечисление указывает на значительное сходство состава пород акитканской серии и пород аркозово-граувакковой ассоциации. По-видимому, именно области развития пород акитканской серии являлись питающей провинцией для районов накопления пород ассоциации. Характерно, что ассоциация с аркозово-граувакковыми песчано-гравийными породами со значительной примесью обломков эффузивов, слагающая нижнюю часть черемховской свиты, протягивается далеко на восток и юго-восток, вплоть до побережья оз. Байкал (Копорулин, Тимофеев, 1962). Размерность пород в этом направлении возрастает, а от Иркутска до оз. Байкал низы черемховской свиты сложены конгломератами, в составе которых большую роль играют гальки эффузивов (Виниченко, Кашик, 1963).

ТРЕТЬЯ АССОЦИАЦИЯ, С ОЛИГОМИКТОВЫМИ ПЕСЧАНИКАМИ И ГРАВЕЛИТАМИ ПРИ НИЗКОМ СОДЕРЖАНИИ БИОТИТА

Обломочные породы

Эта ассоциация характеризуется преобладанием среди породообразующих компонентов кварца, составляющего 55—70%. Полевые шпаты составляют 5—10%; обломки пород — 5—20%, слюдистые минералы — 8—20%.

Роль исходного цемента обломочных пород играла каолининовая масса с примесью гидрослюда. В алевролитах она зачастую сохраняет свой первоначальный состав. В песчано-гравийных породах гидрослюдистый материал в эпигенезе был преобразован в каолинит.

Кварц. Из трех разновидностей кварца основную роль играет кварц осадочных пород (до 80—90% всего кварца); содержание метаморфической и изверженной разновидностей примерно одинаково (5—10%). Метаморфический кварц представлен удлиненными зернами, гранулированные изометричные обломки встречаются редко. Изверженный кварц присутствует в изометричных обломках с разнообразными включениями.

Полевые шпаты. Преобладают калиевые разности (микроклин, ортоклаз), составляющие 60—70% всех полевых шпатов. Они сильно выветрелы, пелитизированы и окрашены в буровато-серый цвет. Изредка встречаются обломки высокой сохранности, бесцветные, не содержащие глинистых новообразований.

Среди плагиоклазов, на долю которых приходится 30—40% от всех полевых шпатов, установлены альбит, кислый и основной олигоклаз. Альбит и кислый олигоклаз встречаются наиболее часто, основной олигоклаз фиксируется в единичных зернах. Все обломки серицитизированы или пелитизированы.

Обломки пород. Наблюдается большое разнообразие различных обломков пород: глинистых, слюдистых и кремнисто-слюдистых сланцев, гнейсов, щелочных гранитоидов, филлитов, кварцитов, слюдистых кварцитов, кремней. Наибольшую роль играют гнейсы, слюдистые, кремнисто-слюдистые сланцы, составляющие около 75—85% всех обломков пород.

Слюдистые минералы. Встречены биотит, мусковит, хлорит. Биотит имеет наибольшее значение. В песчаниках его содержание достигает 8—12%, а в алевролитах до 20%. Присутствует лишь бурая разность минерала — мероксен. Первично биотит, по-видимому, был сильно выветрел. Об этом говорит высокая выветрелость минерала в алевролитах и глинистых породах, не испытавших значительного преобразования в диагенезе и эпигенезе; чешуйки сильно гидратированы, заметно обесцвечены и обладают очень слабым плеохроизмом и двупреломлением. Мусковит и хлорит фиксируются редко. Чешуйки мусковита имеют хорошую сохранность. Хлорит представлен травяно-зелеными табличками.

Акцессорные минералы

Среди акцессорных минералов преобладают гранаты и апатит, каждый из них составляет от 30 до 40% тяжелой фракции. В количестве нескольких процентов присутствуют циркон, рутил, турмалин, актинолит, тремолит, лейкоксен, роговая обманка¹, магнетит.

Гранаты. Среди гранатов встречены буровато-розовые, розовые и бесцветные разности. Зерна их имеют неправильную форму, содержат включения других минералов (биотита, кварца, рутила, тремолита). Присутствуют заметно окатанные зерна.

Апатит. Практически все зерна апатита принадлежат фторапатиту; они хорошо окатаны, округлой или эллипсоидальной формы.

Циркон. Наблюдались бурые (малаконы) и бесцветные цирконы. Обломки их заметно окатаны, округлой и эллипсоидальной формы: слабо окатанные зерна присутствуют в небольшом количестве. Малаконы имеют зонарное строение, бесцветные цирконы однородны.

Роговая обманка. Встречена лишь обыкновенная роговая обманка, она окрашена в зеленый цвет с плеохроизмом от бледного жел-

¹ Иногда содержание роговой обманки возрастает до 30—40%.

товато-зеленого до грязновато-зеленого. Показатели преломления ее следующие: $Ng' = 1,675 \pm 0,002$; $Np' = 1,658 \pm 0,002$; $Ng - Np = 0,017$; $c : Ng = 17^\circ$. Зерна ее неокатаны или полукатаны.

Глинистые породы

В ассоциации установлены лишь каолиновые разности глин. В них наряду с каолинитом присутствуют другие глинистые минералы — монтмориллонит, гидрослюда, хлорит, вермикулит. Набор минералов тяжелой и легкой фракций в глинистых породах аналогичен таковому в обломочных породах. Обращает внимание низкое содержание в породах крупночешуйчатого биотита, хотя примесь частиц алевритовой размерности в них очень высокая; по-видимому, роль биотита была незначительна среди исходного осадка.

Особенности распространения ассоциации в разрезе и на площади. Источники заимствования обломочного материала

Ассоциация с олигомиктовыми песчаниками и гравелитами при низком содержании биотита установлена в низах черемховской свиты в окрестностях пос. Хор-Тагна (первый мезоцикл). Мощность слагаемого ею разреза достигает 70 м.

Заметная окатанность обломочного материала, высокая выветрелость полевых шпатов, высокое содержание кварца осадочных пород говорят, что формирование ассоциации происходило за счет размыва осадочных, метаморфических и изверженных пород, прошедших несколько циклов переотложения. Наиболее вероятным источником материала являются комплексы пород архея, протерозоя и нижнего палеозоя.

Результаты минералогического исследования архейских и протерозойских образований Восточного Саяна и Байкальского нагорья, проведенного различными исследователями, были обобщены Я. К. Писарчик (1963). Она указывает, что для архейских и протерозойских аляскитовых гранитов характерно высокое содержание калиевых полевых шпатов (микроклина и ортоклаза), резко преобладающих над плагиоклазами, бурого, реже зеленоватого биотита. Среди аксессуарных минералов в гранитах присутствуют бесцветные, бурые и розовые гранаты, разнообразно окрашенные цирконы (бесцветные, красноватые, бурые), которые образуют прекрасно оформленные кристаллики; призматические кристаллы турмалина, плеохроирующие в различных оттенках бурого и зеленого цветов; сфен, апатит, рутил, иногда также щелочная роговая обманка и другие щелочные амфиболы или пироксены.

Плагиогранитам того же возраста свойственно преобладание плагиоклазов (олигоклаз — андезин) над калиевыми полевыми шпатами, присутствие наряду с биотитом мусковита. Аксессуарные минералы этих пород в общем аналогичны аляскитовым гранитам, характерно лишь частое присутствие минералов группы эпидота.

В кристаллических сланцах высокой степени метаморфизма и гнейсах архея и протерозоя присутствуют кварц, полевые шпаты, бурый и зеленый биотит, гранаты пироп-альмандинового ряда, а также андрадит, гроссуляр, разнообразные турмалины, эпидот, циркон, рутил, сфен, апатит, дистен, ставролит, пироксены, амфиболы и некоторые другие. Большинство минералов образуют хорошо оформленные кристаллические индивиды и в меньшей степени неправильные скопления или агрегаты.

В слабо метаморфизованных осадочных породах нижнего и верхнего протерозоя (алевролитах, песчаниках, гравелитах, конгломератах, филлитах и глинистых сланцах) мы находим тот же комплекс минера-

лов, что и в породах архея. Но для протерозойских пород характерно широкое распространение заметно или хорошо окатанных обломков в породообразующей и аксессуарных частях. Еще выше содержание окатанных минералов в кембрийских и силурийских осадочных толщах, формировавшихся за счет размыва архейских и протерозойских пород.

Таким образом, по набору породообразующих и аксессуарных минералов ассоциация близка к комплексу пород нижнего палеозоя, протерозоя и архея, развитых в пределах Саяно-Байкальской горной страны. Локализация ассоциации в пределах юго-восточной части территории показывает, что ее формирование осуществлялось за счет размыва смежных участков древнего Восточного Саяна.

ЧЕТВЕРТАЯ АССОЦИАЦИЯ, С ГРАУВАККОВО-АРКОЗОВЫМИ ПЕСЧАНИКАМИ И ГРАВЕЛИТАМИ ПРИ ЗНАЧИТЕЛЬНОМ СОДЕРЖАНИИ БУРОГО БИОТИТА И КИСЛЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Обломочные породы

Песчано-гравийные породы характеризуются следующими соотношениями породообразующих компонентов: кварц — 30—40, иногда 50%; полевые шпаты — 25—30, иногда 40%; обломки пород — 15—30%; слюдистые минералы (биотит) — 5—15% в гравелитах и средне- и крупнозернистых песчаниках, 20—25% в мелкозернистых песчаниках, 35—40% в алевrolитах.

Первичный глинистый цемент обломочных пород был представлен сильно гидратированным биотитовым материалом, реликты такого цемента часто присутствуют в мелких порах песчаников. Подобный же состав имеет тонкоагрегатная глинистая масса алевrolитов. Содержание цемента в песчано-гравийных породах, по-видимому, было высоким, в некоторых малоизмененных песчаниках он составляет и в настоящее время не менее 15—20% породы.

Породообразующие минералы

Кварц. Присутствуют все три разновидности кварца: изверженных, метаморфических и осадочных пород. Наиболее часто встречается кварц изверженных пород (35—50% всего кварца). Большинство обломков обнаруживает облачное или мозаичное угасание, меньшая часть имеет однородное кристаллическое строение. Метаморфический кварц присутствует в количестве 20—40%. Обычно это сильно удлиненные чечевицеобразные обломки; изометричные, сложно гранулированные зерна редки. Осадочный кварц (зерна овальной или круглой формы) присутствует в количестве 25—40%.

Полевые шпаты. В ассоциации присутствуют примерно в равных количествах калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин) и плагиоклаз (альбит, кислый и основной олигоклаз). Встречаются сильно выветрелые и хорошо сохранившиеся обломки.

Обломки пород. Отмечается их большое разнообразие: граниты; кремнисто-слюдистые, кварцево-биотитовые, кварцево-мусковитовые и кварцево-хлоритовые сланцы; гнейсы; кислые, реже средние эффузивы; кремни; железистые кварциты; эпидозиты; филлиты. Наиболее часто встречаются обломки гранитов (45—60%). На втором месте по значению стоят сланцы (35—40%); содержание обломков эффузивов изменяется от 5 до 15%.

Слюдистые минералы. Они представлены почти исключительно биотитом, обычно бурым или буровато-зеленым с показателями преломления $N_g = N_m = 1,610$ (мероксен). Зеленый биотит (лепидомелан)

редок. Среди чешуек биотита в породах присутствовали первично как слабо, так и сильно выветрелые. Из других минералов этой группы встречается мусковит в виде крупных чешуек высокой сохранности.

Акцессорные минералы

Акцессорные минералы, входящие в состав пород ассоциации, разнообразны: гранаты, апатит, турмалин, циркон, рутил, сфен, монацит, минералы группы эпидота, роговая обманка, ставролит, дистен, ильменит, магнетит. Наибольшее значение имеют гранаты (до 40%), апатит (30—40%), сфен (до 10—15%), турмалин (до 12%), циркон (до 10%). Содержание остальных минералов (лейкоксен, ильменит + магнетит, рутил) не превышает нескольких процентов; такие минералы, как монацит, эпидот, дистен, ставролит, роговая обманка, присутствуют в единичных зернах; иногда содержание эпидота достигает десятков процентов.

Глинистые породы

Среди глинистых пород ассоциации были встречены глины смешанного состава, каолиновые и монтмориллонитовые. В составе первых присутствует обычно широкая гамма разнообразных глинистых минералов. В каолиновых и монтмориллонитовых глинах имеется смесь гидрослюды и смешаннослойных минералов. В породах широко распространены чешуйки бурого биотита алевритовой размерности. В каолиновых глинах часты крупные вермикулитовые выделения каолинита. Из других минералов обломочного происхождения установлены кварц, полевые шпаты, обломки пород, различные акцессорные минералы.

Особенности распространения ассоциации в разрезе и на площади.

Источники заимствования обломочного материала

Породы ассоциации развиты почти на всей территории, за исключением левобережья Ии. Повсеместно ассоциация составляет верхнюю часть черемховской свиты (второй и третий мезоциклы). Сходный состав имеют породы аналогичного возраста в смежных районах Иркутского бассейна, расположенных к юго-востоку от границ территории.

Особенности состава пород ассоциации показывают, что ее формирование осуществлялось за счет размыва сложного комплекса разнообразных пород. Это могли быть докембрийские изверженные и метаморфические породы, а также протерозойские и нижнепалеозойские осадочные породы. За счет размыва первых в ассоциацию могли попасть минералы, не несущие следов существенной механической обработки, и чешуйки свежего биотита, за счет размыва вторых — те же минералы, но испытывавшие значительную механическую обработку, а также сильно выветрелый бурый биотит.

Выдержанность состава ассоциации на всей территории свидетельствует о поступлении усредненного по составу материала, что возможно при транспортировке его на большие расстояния. Учитывая, что верхняя часть черемховской свиты в районах, расположенных юго-восточнее, представлена породами аналогичного состава, естественно допустить привнос материала с востока и юго-востока. По-видимому, и в это время питающей провинцией являлись районы Прибайкалья и Забайкалья.

Присутствие роговой обманки в тяжелой фракции пород верхней части черемховской свиты в районе пос. Новометелкино связано с существованием дополнительного источника сноса, находившегося, по-видимому, в близлежащих районах Восточного Саяна. Как указывалось, породы нижней части черемховской свиты в этом районе также содержат роговую обманку, причем удельный вес ее значительно выше. Таким образом, этот источник устойчиво существовал на протяжении всего черемховского времени, хотя в поздние этапы его влияние было более слабым, чем в начальные.

ПЯТАЯ АССОЦИАЦИЯ, С «ОЛИГОМИКТОВЫМИ» ПЕСЧАНИКАМИ И ГРАВЕЛИТАМИ ПРИ ВЫСОКОМ СОДЕРЖАНИИ БИОТИТА

Обломочные породы

Отнесение песчано-гравийных пород ассоциации к категории олигомиктовых довольно условно. Породы в больших количествах содержат чешуйки слюд (биотита) — от 15—20% в гравелитах и крупнозернистых песчаниках до 45—50% в мелкозернистых песчаниках; в алевролитах биотит составляет не меньше половины всего обломочного материала. На втором месте по значению стоит кварц, на долю которого приходится 30—35% породы, на третьем — полевые шпаты (5—20%) и на четвертом — обломки различных пород (5—7%).

В соответствии с принятой методикой при нанесении точек вещественного состава на классификационную диаграмму биотит полностью исключался; среди трех других компонентов, естественно, преобладающим оказался кварц. Из фиг. 18 видно, что соответствующие ассоциации точки вещественного состава располагаются на диаграмме в непосредственной близости от точек третьей ассоциации, хотя по многим особенностям эти ассоциации различаются достаточно отчетливо.

Роль первичного цемента в обломочных породах играла тонко перетертая гидрослюдистая масса. В алевролитах и некоторых песчаниках она частично сохраняет свой первичный состав, в других разностях обломочных пород (песчаниках, гравелитах) подвергалась преобразованиям, дав начало новообразованному глинистому цементу.

Породообразующие минералы

Кварц. Резко преобладает кварц изверженных пород (до 60—75% всего кварца). Он слабо катаклазирован, с неправильным облачным угасанием.

Содержание метаморфического кварца (удлиненные угловатые зерна) не превышает 25—40%. Осадочный кварц (хорошо окатанные зерна) очень редок — 3—10% от всего кварца.

Полевые шпаты. В этой группе основным компонентом является калиевый полевой шпат (микроклин и ортоклаз); содержание его достигает 60—70% от всех полевых шпатов. В подчиненном количестве присутствуют кислые плагиоклазы (альбит, кислый олигоклаз) — 20—30%. Содержание основных плагиоклазов (исключительно основной олигоклаз) не превышает 10%. Среди полевых шпатов установлены хорошо сохранившиеся и выветрелые минералы, последние присутствуют в подчиненном количестве. В нижних горизонтах разреза содержание выветрелых обломков приближается к содержанию невыветрелых.

Обломки пород. Основную роль играют обломки гранитоидов (65—80% всех обломков пород), на втором месте стоят метаморфиче-

ские породы (15—25%): кварциты, кварцево-биотитовые сланцы, кремни, филлиты. Содержание обломков эффузивов низкое (единичные зерна).

Слюдистые минералы. Как и в других ассоциациях, установлены биотит, мусковит, хлорит. Два последних минерала встречаются в виде единичных чешуек.

В ассоциации присутствует лишь бурый биотит (мероксен). В верхних горизонтах разреза первично он был слабо затронут выветриванием — бурые чешуйки с высоким двупреломлением и плеохроизмом. В нижних горизонтах большинство чешуек еще до захоронения испытало значительное разложение: здесь присутствуют сильно аморфизированные чешуйки и биотит со слабым двупреломлением и плеохроизмом.

Акцессорные минералы

Среди минералов тяжелой фракции преобладают гранаты (30—35% всех акцессорных минералов), на втором месте стоит апатит (25—30%), на третьем ильменит (10—15%). Остальное приходится на долю циркона, рутила, турмалина. Иногда появляются дистен, ставролит, эпидот, последний в количестве от 2 до 70—80%.

Все минералы, за исключением апатита, неокатанны, некоторые (циркон, рутил) обладают отчетливыми кристаллографическими очертаниями. Зерна апатита имеют округлую и эллипсоидальную, хорошо окатанную форму.

Глинистые породы

Глинистые породы представлены всеми тремя минеральными разновидностями: каолинистыми, монтмориллонитовыми и смешанного состава. Наиболее часто встречается последний тип глин.

Наряду с глинистой фракцией в составе пород в большом количестве присутствуют алевроитовые и мелкопесчаные частицы. Среди них наибольшее значение имеют чешуйки биотита. Их содержание максимально в глинах смешанного состава и монтмориллонитовых глинах. В каолинистых разностях чешуйки биотита встречаются нечасто, зато в большом количестве присутствуют крупные вермикулитовые агрегаты каолинита.

Особенности распространения ассоциации в разрезе и на площади.

Источники заимствования обломочного материала

Ассоциация имеет ограниченное распространение: она установлена на левобережье Ин, где слагает верхнюю часть разреза черемховской свиты (второй и третий мезоциклы) и всю прииркутскую свиту.

Центральные, северные и южные участки зоны развития ассоциации несколько неодинаковы по составу пород. Так, в скв. С-56 в породах в больших количествах присутствует эпидот, тогда как в других скважинах этот материал встречается в меньшем количестве или отсутствует.

Особенности вещественного состава ассоциации позволяют предполагать, что ее формирование осуществлялось за счет размыва гранитоидных (щелочные граниты) и в меньшей степени метаморфических пород: кварцево-биотитовых сланцев, кварцитов и некоторых других. Высокое содержание в исходных породах биотита и кварца привело к обогащению самих осадочных пород этими минералами.

Различная выветрелость полевых шпатов и биотита в нижних и верхних частях разреза показывает, что в начальные и конечные мо-

менты формирования ассоциации размывались неодинаковые по степени выветрелости комплексы пород. В позднечеремховское время и в начале прииркутского размывались заметно выветрелые породы. Это были, по-видимому, корни древних кор выветривания. В средне- и верхнеприиркутское время размывались уже практически не затронутые выветриванием разности. Характерно, что на протяжении всего рассматриваемого отрезка времени состав пород питающей провинции был одинаков.

Ограниченность распространения ассоциации на площади показывает, что источники обломочного материала находились в непосредственной близости к рассматриваемому району. Наиболее вероятно, что они располагались в прилежащих с юга участках древнего Восточного Саяна. Центральные части зоны распространения ассоциации, где установлена примесь эпидота, не характерного для ее южных и северных участков, имели какой-то дополнительный источник обломочного материала.

ШЕСТАЯ АССОЦИАЦИЯ, С ГРАУВАККОВО-АРКОЗОВЫМИ ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫМИ ПОРОДАМИ, СОДЕРЖАЩИМИ В БОЛЬШОМ КОЛИЧЕСТВЕ ЭПИДОТ, ЗЕЛЕНЫЙ БИОТИТ И СРЕДНИЕ ПЛАГИОКЛАЗЫ

Обломочные породы

Для песчано-гравийных пород ассоциации характерны следующие соотношения пороодообразующих компонентов: полевые шпаты — 40—45%, кварц — 25—30%, обломки пород — 15—20%, слюдистые минералы — 15—20%. В алевролитах содержание слюдистых минералов составляет 45—55% от всего видимого обломочного материала (см. фиг. 18).

Первичный глинистый цемент в песчано-гравийных породах ассоциации не встречается, поэтому о его составе можно судить по характеру глинистой массы алевролитов и глин. В них промежутки между алевритовыми обломками выполняет зеленая тонкодисперсная масса, состоящая из сильно гидратированного биотита. По-видимому, именно таким был первичный глинистый цемент песчаников и гравелитов.

Породообразующие минералы

Кварц. Преобладает метаморфическая разновидность (70% всего кварца). Это сложно катаклазированные зерна — гранулированные или с причудливым занозисто-шестоватым угасанием, часто с включением щепковидных табличек зеленого биотита, турмалина, рутила, эпидота. На долю кварца из изверженных пород приходится 25—30%, кварц из осадочных пород очень редок.

Полевые шпаты. В ассоциации резко преобладают плагиоклазы (75—80%), на долю калиевых разновидностей приходится 20—25%. Среди плагиоклазов установлены: альбит (5—10% всех полевых шпатов), кислый олигоклаз (10—20%), основной олигоклаз (30—35%), андезин (15—20%), лабрадор (5—15%). Большинство зерен сильно замутнено тонкоагрегатной массой соссорита; некоторые содержат крупные выделения серицита и эпидота. Присутствуют идеально прозрачные обломки без включений. Калиевые полевые шпаты (микроклин, ортоклаз) отличаются высокой сохранностью, идеально прозрачны. Все обломки полевых шпатов (калиевых и плагиоклазов) имеют угловатую форму, многие обладают хорошо развитыми кристаллографическими очертаниями.

Обломки пород. Наиболее часто встречаются обломки кристаллических сланцев (кварцево-биотитовых, кварцево-хлоритовых, двуслю-

дяных), гнейсов, гнейсо-гранитов и развальцованных гранитов. Во всех них кварц сильно катаклазирован (гранулирован или обладает причудливым лучисто-шестоватым угасанием), полевые шпаты серицитизированы или соссюритизированы, а биотит представлен зеленой разновидностью — лепидомеланом.

Слюдистые минералы. В этой группе преобладает зеленый биотит (лепидомелан), чешуйки мусковита и хлорита редки. Биотит представлен в основном хорошо сохранившимися чешуйками с отчетливыми трещинами спайности, максимальным преломлением и двупреломлением.

Акцессорные минералы

В тяжелой фракции установлены: минералы группы эпидота (эпидот, цонзит, клиноцоизит) в количестве от 15 до 80%, гранат — от долей процента до 5%, апатит — от долей процента до 35%. Высокие концентрации минералов группы эпидота в тяжелой фракции — характерная особенность ассоциации.

Глинистые породы

Глинистые породы в разрезе встречаются часто. Они обнаруживают обычно отчетливую зеленую окраску. Вещественный состав глинистой фракции разнообразен; присутствуют три типа глинистых пород: смешанного состава, каолинитовые и монтмориллонитовые. Наиболее часто встречаются глины смешанного состава. В каолинитовых и монтмориллонитовых глинах, наряду с преобладающим минералом (соответственно, каолинитом или монтмориллонитом), установлен ряд других (гидрослюда, хлорит, вермикулит) и смешаннослоистые фазы.

Во фракции $>0,001$ мм постоянно присутствуют значительные количества зеленого биотита (лепидомелана). Другие обломочные минералы (кварц, полевые шпаты) играют второстепенную роль.

Особенности распространения ассоциации в разрезе и на площади.

Источники заимствования обломочного материала

Ассоциация установлена в районе пос. Павловский, где слагает всю прииркутскую свиту. Состав породообразующих компонентов и акцессорных минералов, входящих в ее состав, показывает, что она формировалась главным образом за счет пород высокой степени метаморфизма: кристаллических сланцев, гнейсов, сложно катаклазированных плагиогранитов, гранитов, средних интрузивных пород. Для них было характерно высокое содержание средних плагиоклазов, богатого железом зеленого биотита, низкое содержание калиевых полевых шпатов.

Вопрос о положении питающей провинции может быть решен на основании следующего соображения. Поскольку ассоциация развита на ограниченной территории и в смежных районах синхронные отложения имеют существенно иной состав, следует предположить, что ее формирование происходило за счет размыва местных пород из относительно близких источников сноса. Наиболее вероятно, что питающая провинция располагалась в соседних районах Восточного Саяна.

**СЕДЬМАЯ АССОЦИАЦИЯ, С ГРАУВАККОВО-АРКОЗОВЫМИ
ПЕСЧАНИКАМИ И ГРАВЕЛИТАМИ,
СОДЕРЖАЩИМИ КИСЛЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ
И БУРЫЙ БИОТИТ ХОРОШЕЙ СОХРАННОСТИ**

Обломочные породы

По соотношению породообразующих и акцессорных минералов данная ассоциация близка к предыдущей. Для нее характерны следующие содержания породообразующих компонентов: полевые шпаты — 20—30%, кварц — 10—25%, слюды — 5—7% в гравелитах и крупнозернистых песчаниках и 25—30% в мелкозернистых песчаниках и алевролитах; обломки пород — не более 10—20%.

Первичный цемент песчано-гравийных пород состоял, по-видимому, в основном из гидрослюдистой массы, подвергшейся впоследствии преобразованию. В алевролитах она нередко хорошо сохранилась.

Породообразующие минералы

Кварц. Основным типом кварца является кварц изверженных пород (50—70%). В заметном количестве присутствует кварц из метаморфических пород (30—45%). Зерна осадочного кварца редки — единичные зерна.

Полевые шпаты. Встречены калиевые разности и плагиоклазы от альбита до основного олигоклаза и даже андезина. Наибольшее значение имеют кислые плагиоклазы (50—70%). Содержание калиевых полевых шпатов колеблется от 15 до 30%, а средних плагиоклазов, основного олигоклаза и андезина, — от 10 до 30%.

Зерна всех полевых шпатов характеризуются высокой сохранностью и почти не затронуты выветриванием. Лишь некоторые из них содержат чешуйки серицита, являющегося продуктом выветривания. Форма обломков угловатая и угловато-окатанная.

Обломки пород. Ассоциация характеризуется примерно равным соотношением обломков изверженных и метаморфических пород. Среди первых резко преобладают граниты, среди вторых — гнейсы, кварцево-биотитовые и кварцево-хлоритовые сланцы. Обломки щелочных эффузивов встречаются редко. Для обломков всех пород характерна полуокатанная форма.

Слюдистые минералы. Они представлены практически одним биотитом. Присутствует в основном бурый биотит (мероксен), лепидомелан очень редок. Первично биотит имел низкую степень выветрелости. В породах, не испытывавших существенных вторичных изменений, он обладает высоким двупреломлением, интенсивно плеохроирует в оттенках бурого цвета.

Акцессорные минералы

В группе минералов тяжелой фракции основную роль играет гранат ряда пироп — альмандин, составляющий 35—40% тяжелой фракции; на втором месте стоит апатит (25—30%), на третьем — циркон (до 15%). Другие тяжелые минералы (турмалин, рутил, тремолит, актинолит, магнетит, ильменит) присутствуют в количестве нескольких процентов. Особенности этих минералов близки к тем, которые описывались в предыдущей ассоциации. Большинство зерен не окатано, имеет угловатую форму или хорошо сохранившийся кристаллический габитус. Зерна апатита хорошо окатаны. Часто встречаются хорошо окатанные зерна циркона.

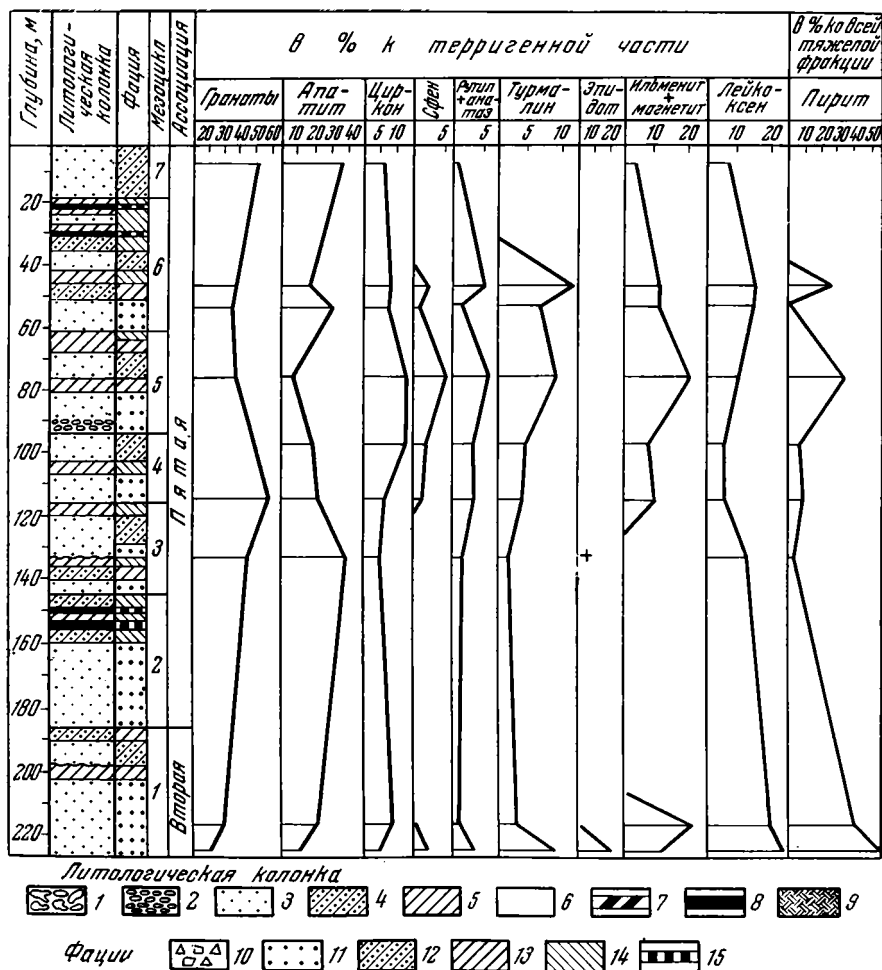
Глинистые породы

В ассоциации присутствуют все три разновидности глинистых пород: каолинитовые, монтмориллонитовые и смешанного состава. Глины смешанного состава встречаются наиболее часто. В них, как и в монтмориллонитовых глинах, в большом количестве присутствуют чешуйки биотита различной степени сохранности. В каолинитовых глинах такие чешуйки редки, но широко распространены вермикулитовые агрегаты каолинита. По составу акцессорной части глинистые породы тождественны обломочным породам.

Особенности распространения ассоциации в разрезе и на площади.

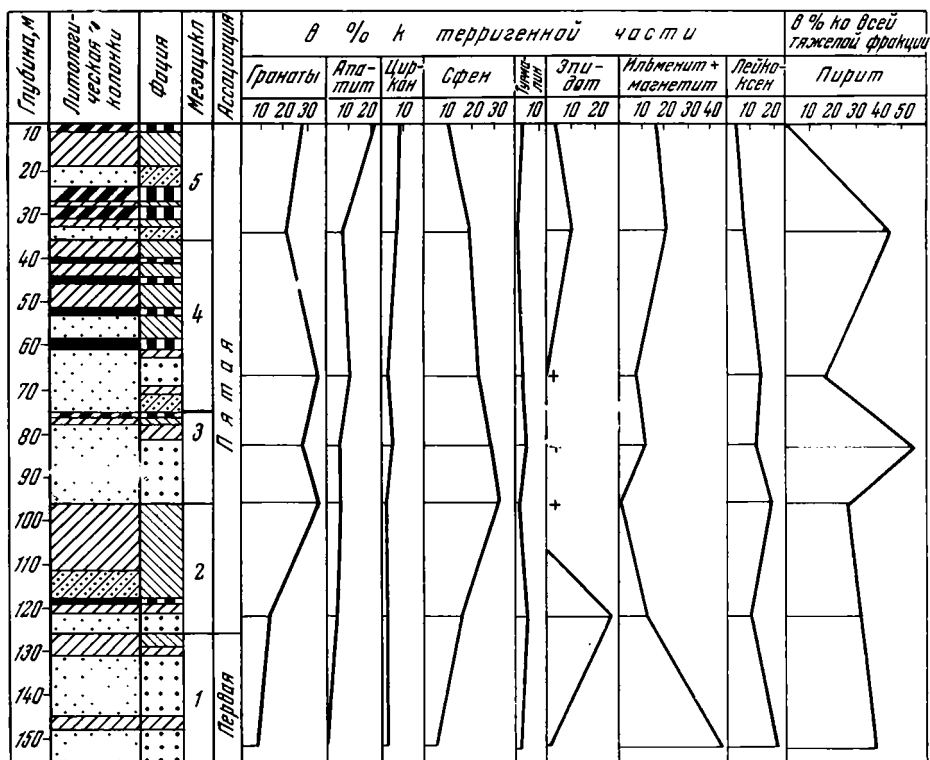
Источники заимствования обломочного материала

В своем распространении ассоциация приурочена к району пос. Хор-Тагна, где слагает всю прикутскую свиту. Ниже ее здесь развита



Фиг. 19. Распределение акцессорных минералов по разрезу скв. С-59.

1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — переслаивание песчаников и алевролитов; 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты; 7 — углистые алевролиты и аргиллиты; 8 — угли; 9 — современные почвы; 10 — фация элювиально-делювиальных осадков; 11 — субфация осадков русла крупной реки; 12 — субфация осадков русла малой реки или протока; 13 — фация осадков поймы; 14 — фации осадков озер; 15 — фации осадков болот и сапропелевых озер



Фиг. 21. Распределение акцессорных минералов по разрезу скв. С-45.

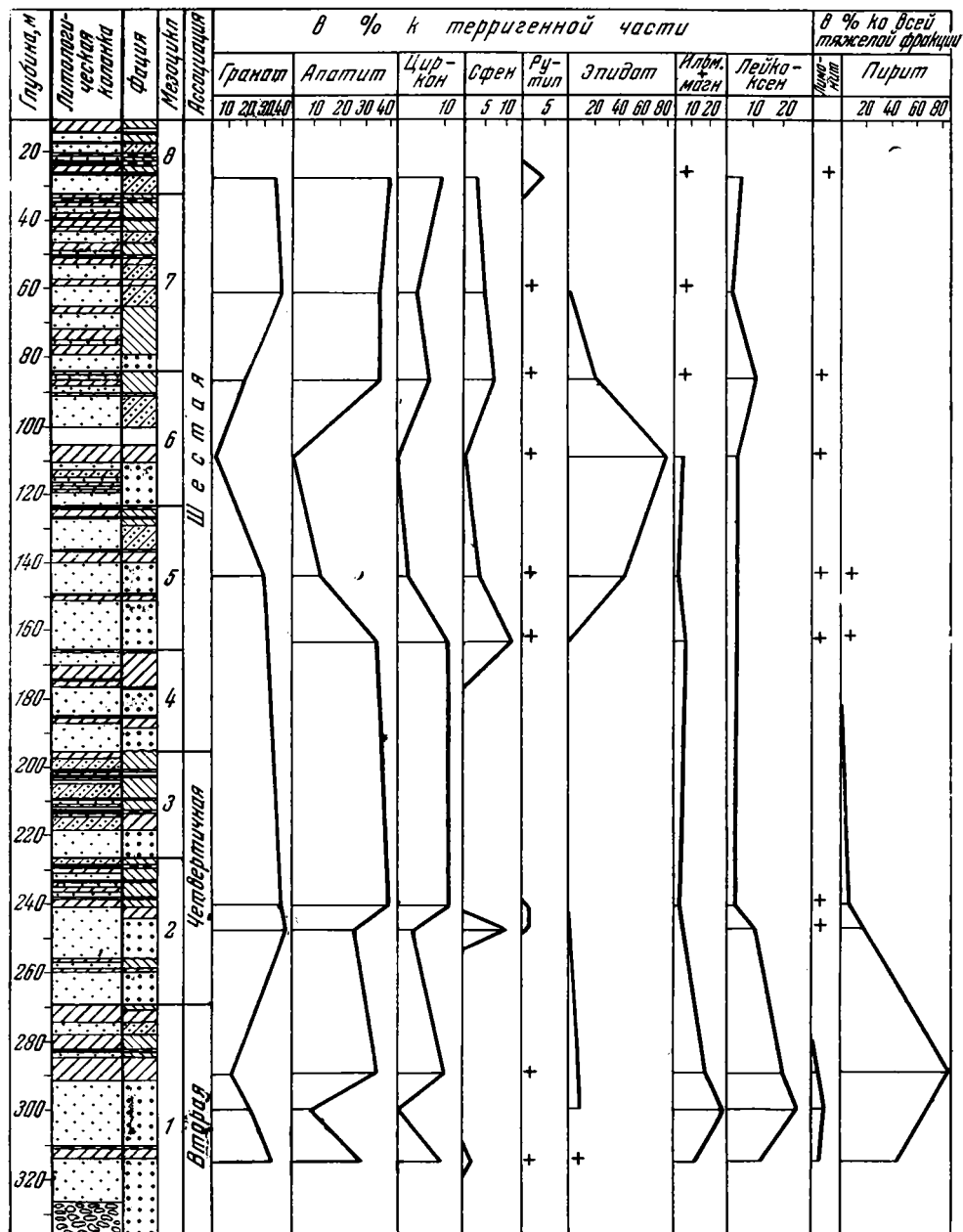
Условные обозначения см. на фиг. 19

Данные о соотношении акцессорных минералов в каждой ассоциации приведены на фиг. 19—27. В них даны кривые распределения минералов тяжелой фракции по разрезу скважин. Помимо литологического состава пород, указаны фации, границы мезоциклов, а также границы терригенно-минеральных ассоциаций.

Рассмотрение кривых распределения акцессорных минералов по разрезам скважин показывает, что многие ассоциации достаточно близки одна к другой по набору акцессориев. Содержание минералов в породах разных горизонтов изменяется в сравнительно небольших интервалах, и изменения эти обычно носят достаточно плавный характер.

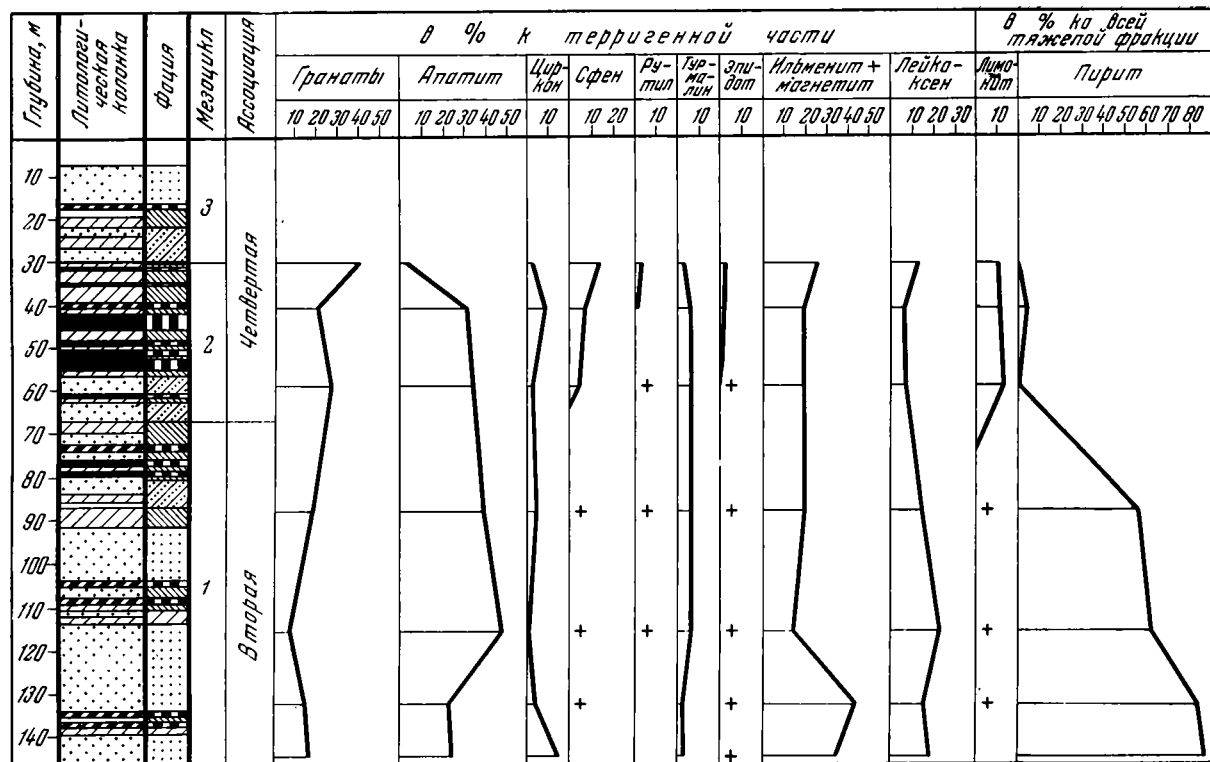
Общей особенностью разрезов почти всех приведенных скважин является уменьшение вниз по разрезу содержания менее устойчивых к выветриванию минералов (эпидота, граната) и возрастание содержания более устойчивых (циркона, рутила и особенно ильменита¹). В некоторых случаях, однако, эта закономерность нарушается. Так, в скв. С-45 в породах нижних горизонтов толщи эпидот появляется в количестве до 30%, что превышает его концентрации в верхних частях разреза. То же характерно и для скв. С-59.

¹ Этот минерал подсчитывался совместно с магнетитом, однако анализ выборочных образцов показывает, что увеличение этой части тяжелой фракции происходит почти исключительно за счет ильменита.



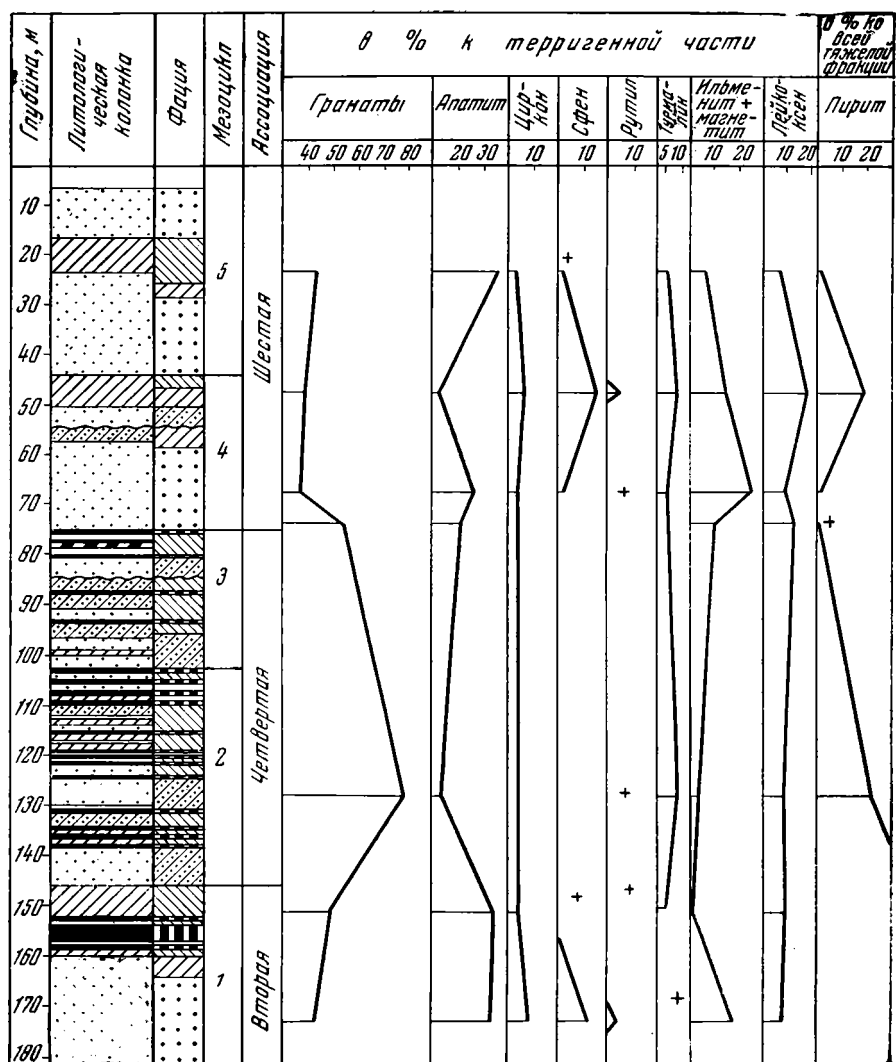
Фиг. 22. Распределение акцессорных минералов по разрезу скв. С-20.

Условные обозначения см. на фиг. 19

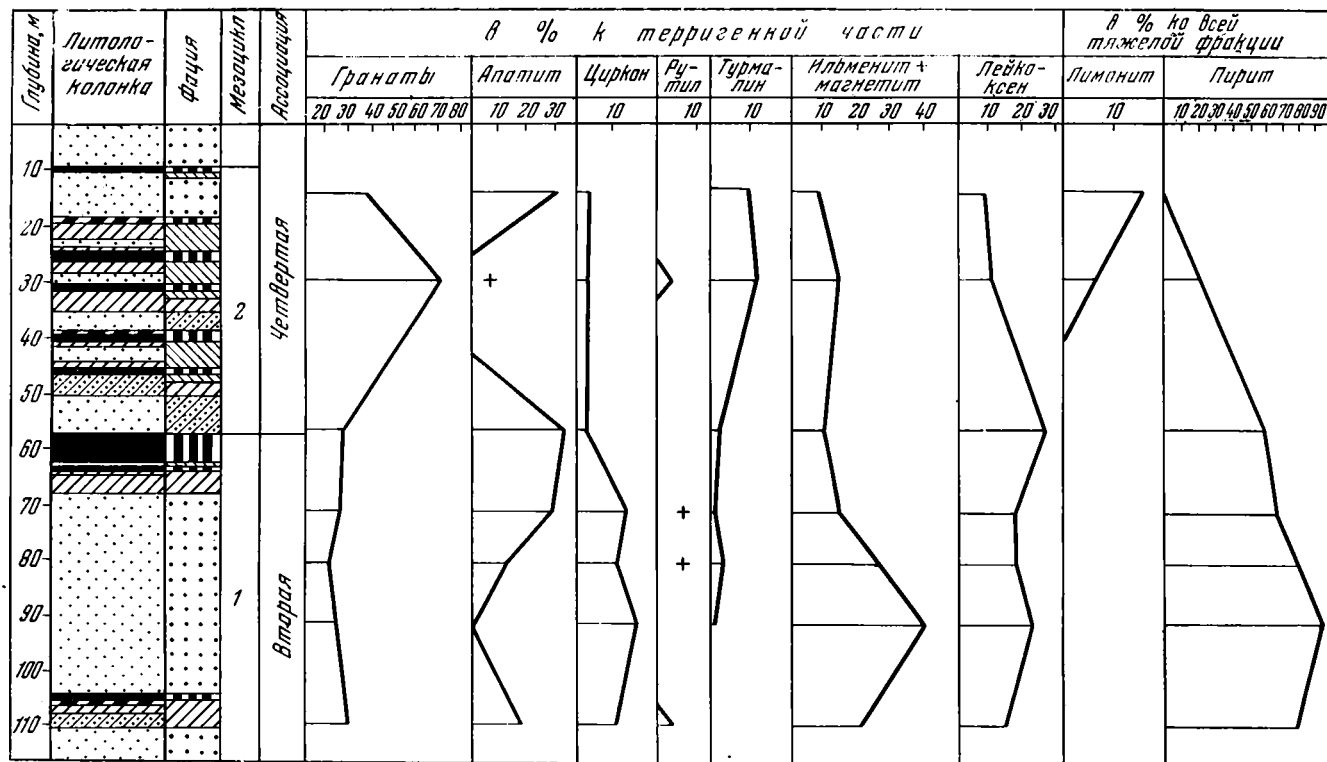


Фиг. 23. Распределение аксессуарных минералов по разрезу скв. К-218.

Условные обозначения см. на фиг. 19

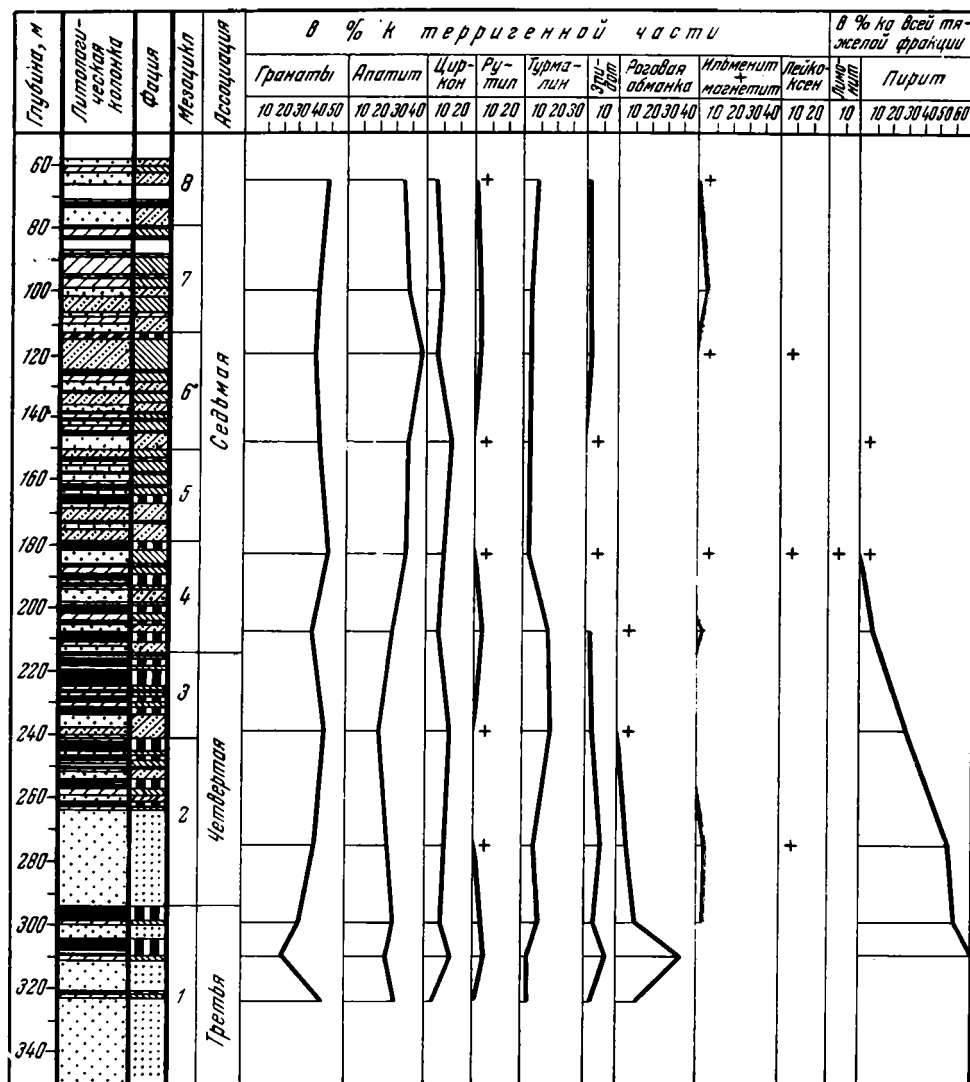


Фиг. 24. Распределение аксессуарных минералов по разрезу скв. С-24.
Условные обозначения см. на фиг. 19



Фиг. 25. Распределение аксессуарных минералов по разрезу скв. С-22.

Условные обозначения см. на фиг. 19

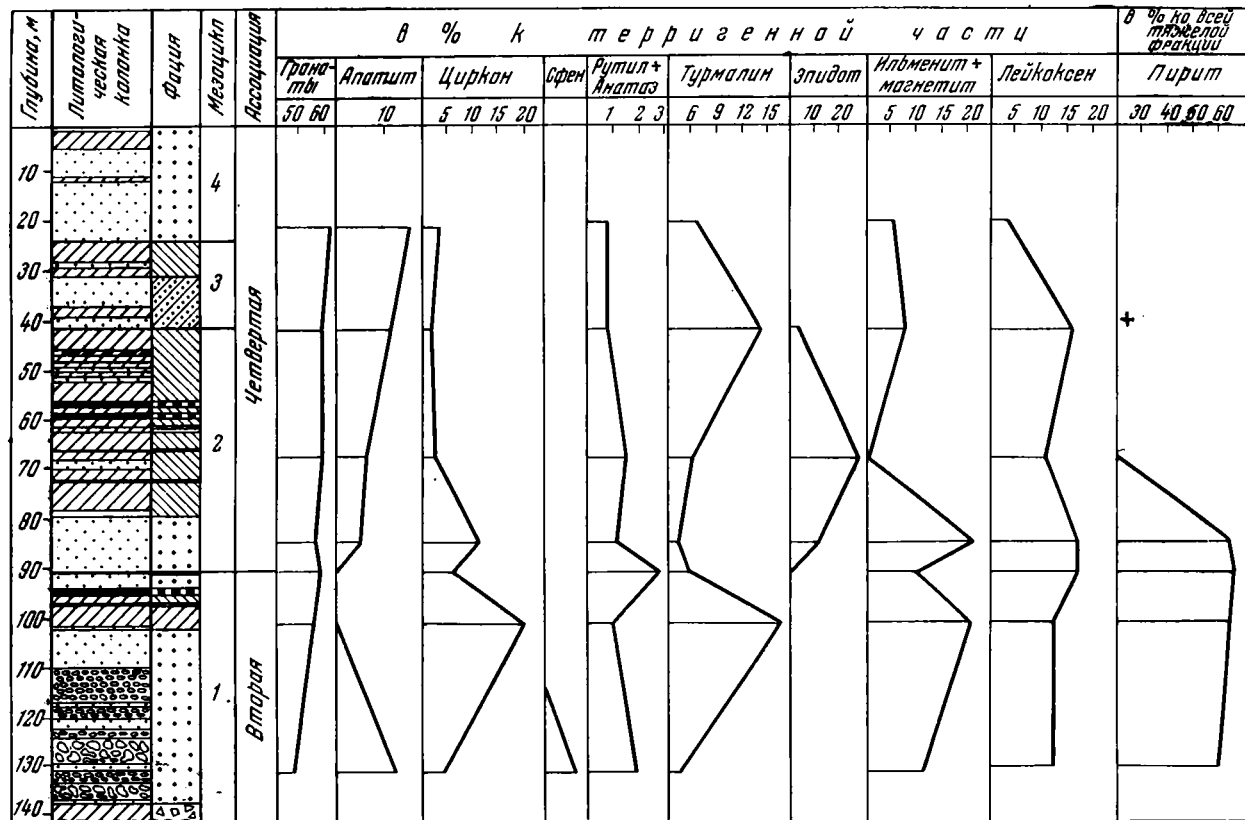


Фиг. 26. Распределение аксессуарных минералов по разрезу скв. 747.

Условные обозначения см. на фиг. 19

Изменение содержания таких минералов, как апатит, сфен, происходит без видимой закономерности. Иногда концентрации этих минералов несколько уменьшаются в направлении сверху вниз, иногда незначительно возрастают. Во всех случаях мы наблюдаем значительное увеличение содержаний пирита в породах нижних частей разреза.

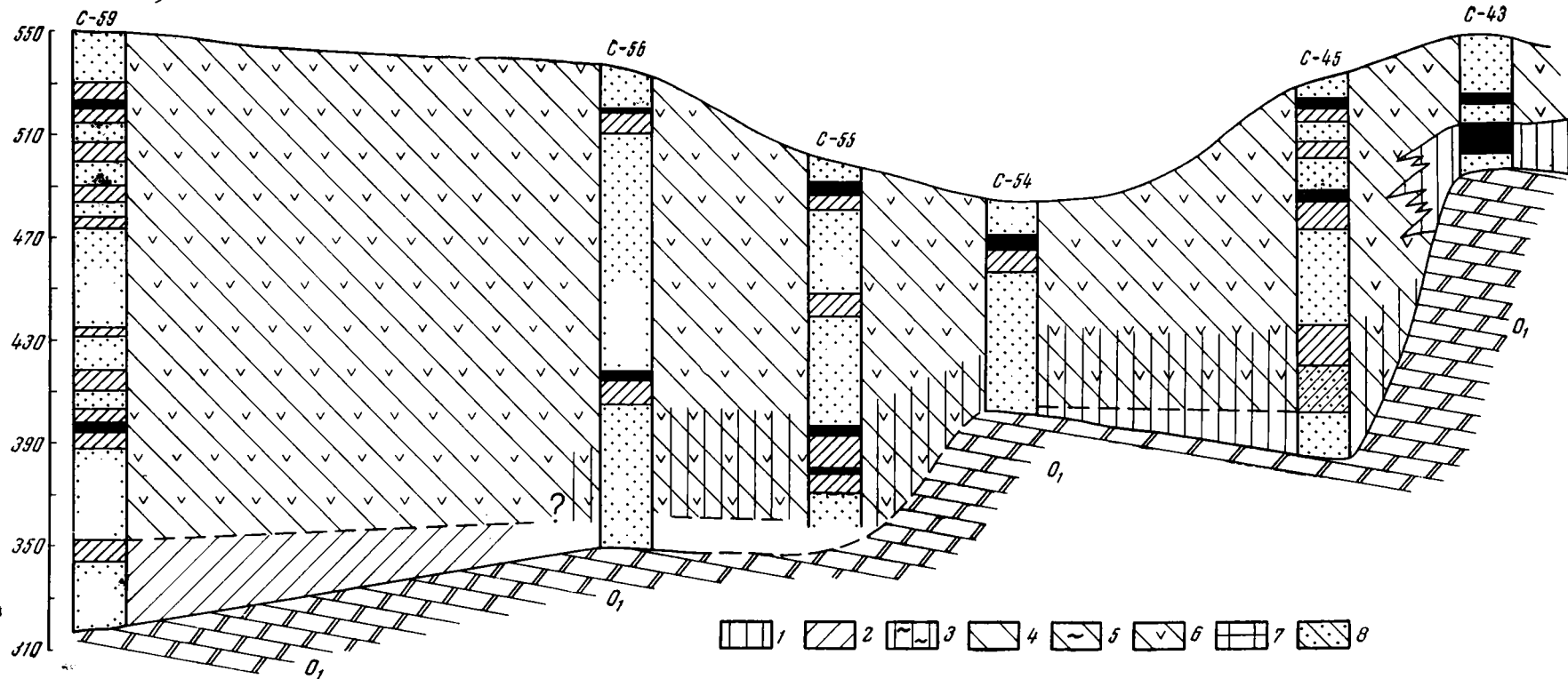
Имеющиеся данные показывают, что типоморфные особенности аксессуарных минералов различных терригенно-минеральных ассоциаций достаточно близки. Вследствие этого кривые распределения минералов тяжелой фракции по разрезам скважин (см. фиг. 19—27), как правило, не позволяют провести границы отдельных ассоциаций. В то же время изучение всего комплекса признаков, характеризующих вещественный состав пород (соотношение породообразующих компонентов и



Фиг. 27. Распределение аксессуарных минералов по разрезу скв. 831.

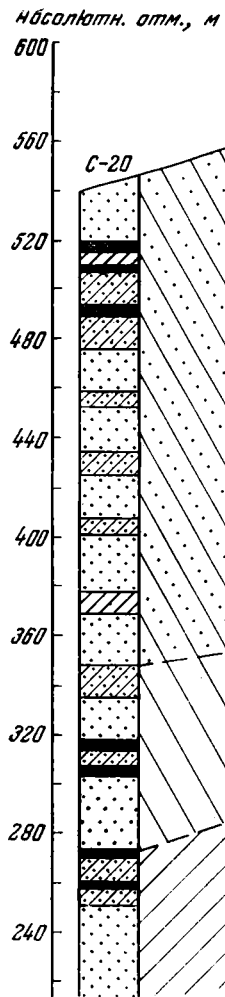
Условные обозначения см. на фиг. 19

Абсолютн. отм., м



Фиг. 28. Распределение терригенно-минеральных ассоциаций по профилю I—I'.

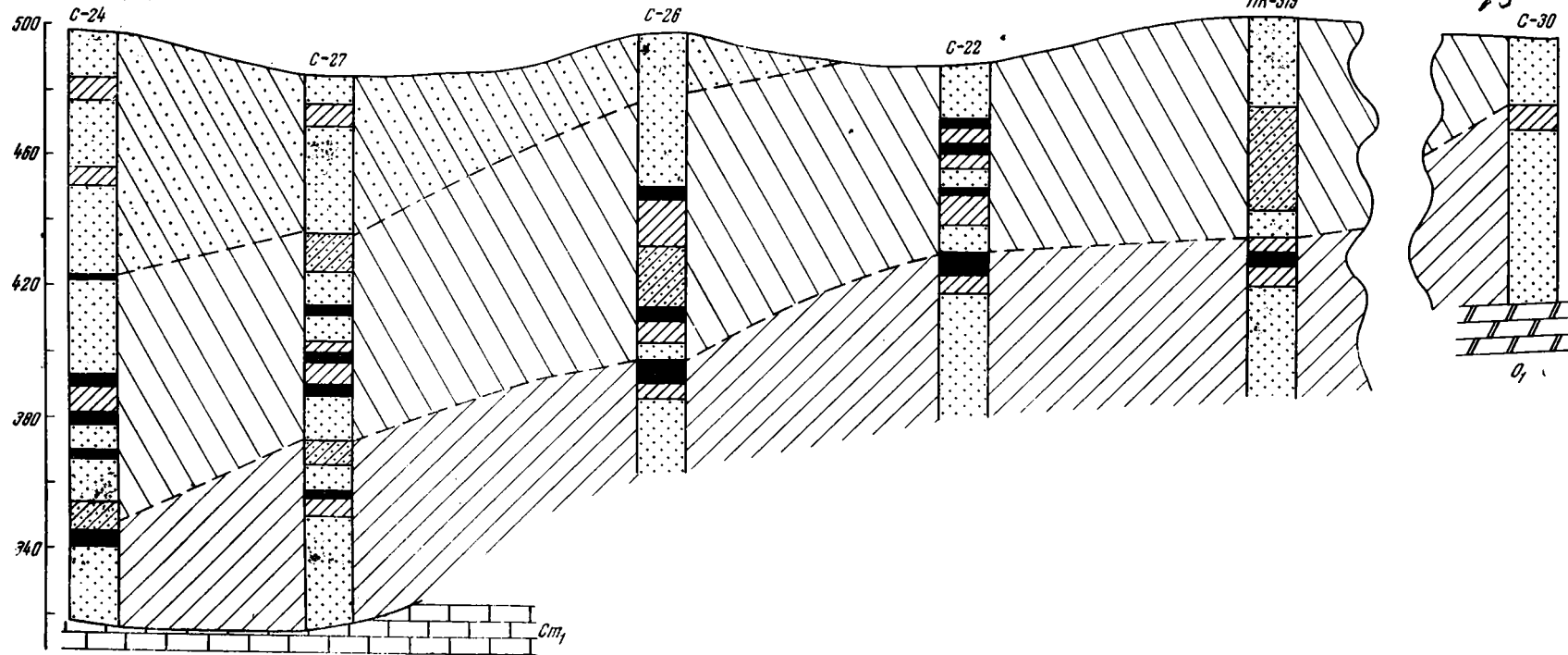
1 — первая ассоциация; 2 — вторая ассоциация; 3 — третья ассоциация; 4 — четвертая ассоциация; 5 — то же, с высоким содержанием роговой обманки; 6 — пятая ассоциация; 7 — шестая ассоциация; 8 — седьмая ассоциация



Фиг. 29. Распределение терригенно-минеральных ассоциаций по профилю II—II'.

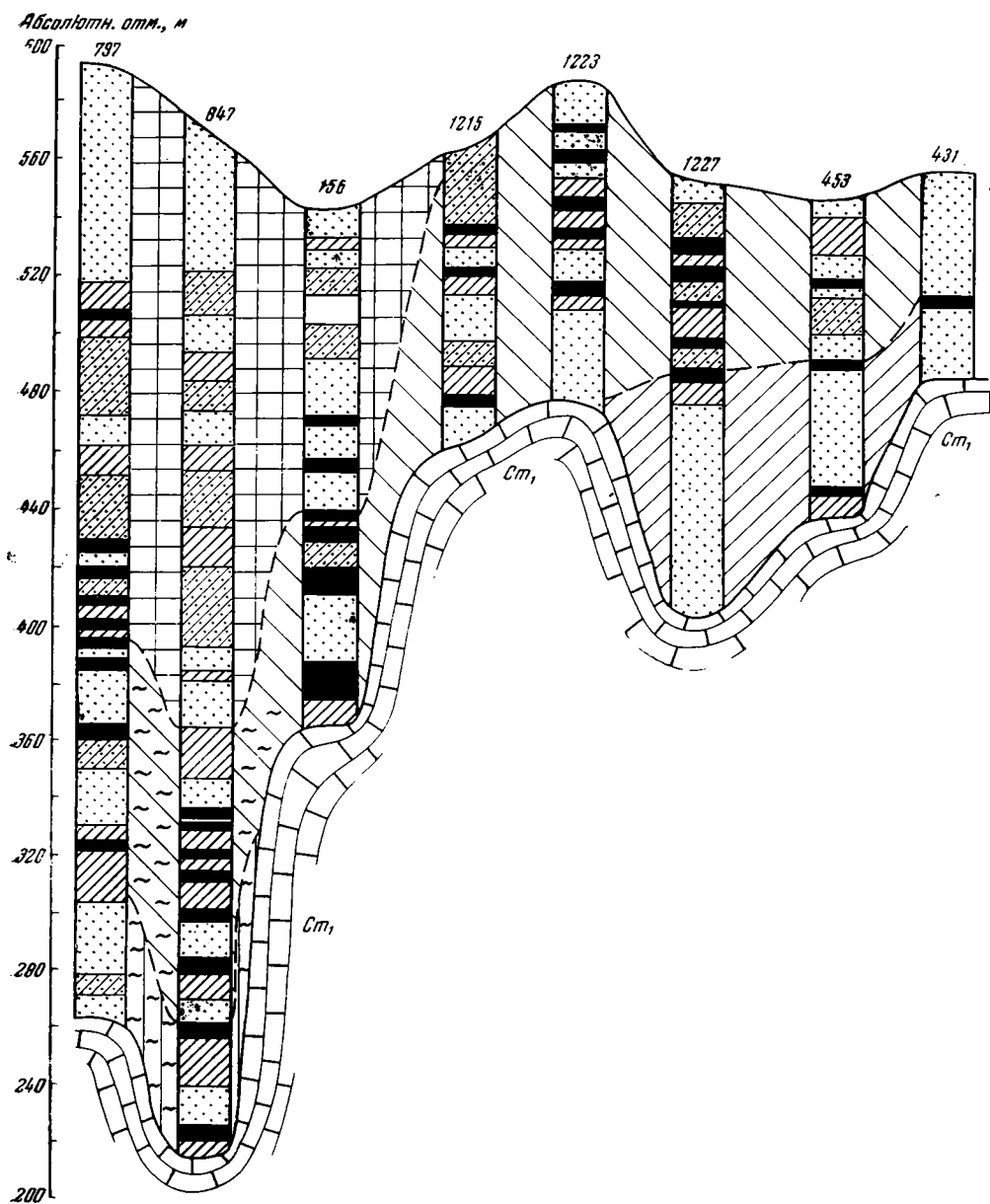
Условные обозначения см. на фиг. 28

Абсолютн. отм., м

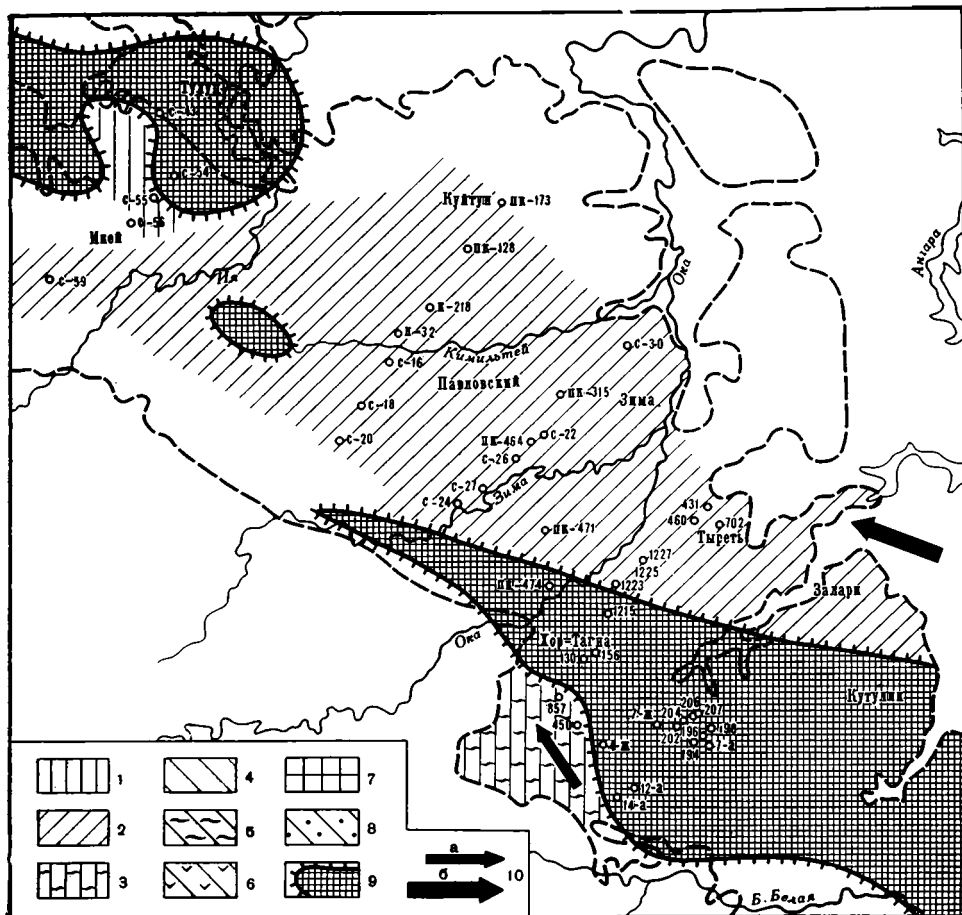


Фиг. 30. Распределение терригенно-минеральных ассоциаций по профилю III—III'.

Условные обозначения см. на фиг. 28



Фиг. 31. Распределение терригенно-минеральных ассоциаций по профилю IV—IV'.
Условные обозначения см. на фиг. 28



Фиг. 32. Распределение терригенно-минеральных ассоциаций в раннечеремховское время (первый мезоцикл).

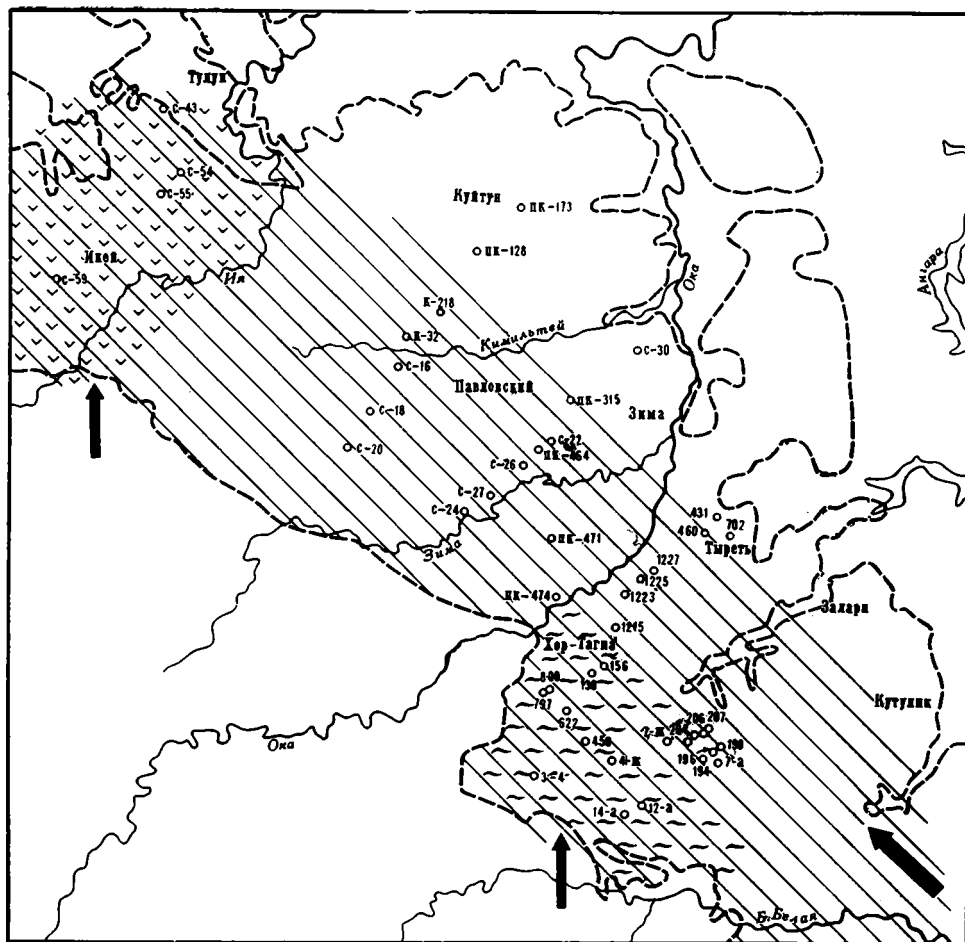
Условные обозначения 1 — 8, см. на фиг. 28

9 — области поднятий, на которых отсутствовало осадконакопление; 10 — направления, по которым поступал обломочный материал: а — основные, б — второстепенные

отдельных их разновидностей, состав глинистой фракции обломочных и глинистых пород), дает возможность выявить очень важные различия в составе отдельных горизонтов толщи.

Распределение ассоциаций по линии разрезов, пересекающих территорию в направлении с юго-запада на северо-восток, изображено на фиг. 28—31.

При описании некоторых ассоциаций указывалось, что каждая из них укладывается в один или несколько мезоциклов и границы ассоциаций совпадают с границами мезоциклов. Эта особенность хорошо проявляется при рассмотрении фиг. 19—27 и при сопоставлении разрезов, представленных на фиг. 28—31, с фациально-циклическими профилями (см. фиг. 13—17). Так, верхняя граница второй и третьей ассоциаций совпадает с верхней границей первого мезоцикла. С начала второго мезоцикла на всей территории происходит существенное изменение в составе поступавшего и накапливавшегося материала. На левобережье Ии начинается накопление пятой ассоциации, которое продолжалось в течение всего прикутского времени. На всей остальной территории начало второго мезоцикла знаменуется появлением четвертой



Фиг. 33. Распределение терригенно-минеральных ассоциаций в позднечеремховское время (второй и третий мезоциклы).

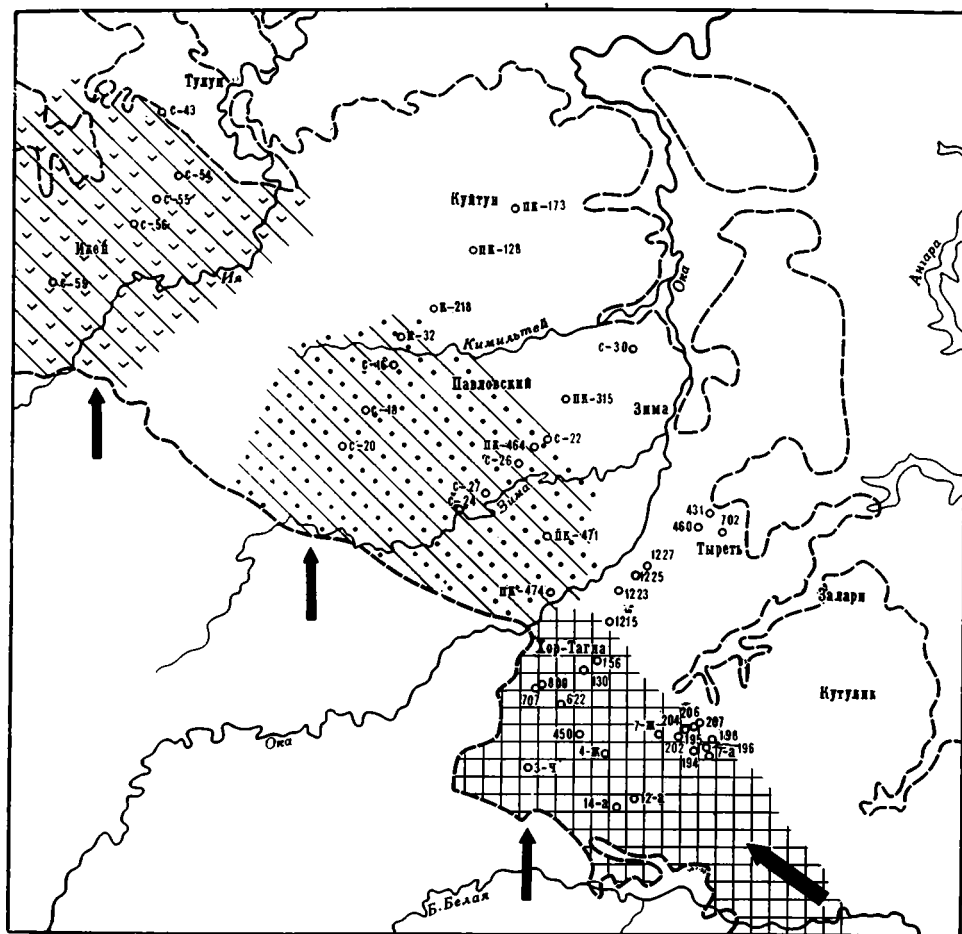
Условные обозначения см. на фиг. 28 и 32

ассоциации, которая продолжала накапливаться здесь вплоть до конца третьего мезоцикла.

В центральной и юго-восточной частях территории (районы поселков Павловский и Хор-Тагна) начало четвертого мезоцикла совпало с новыми изменениями в составе накапливавшихся осадков. В первом районе с этого момента начинается формирование шестой, а во втором — седьмой ассоциации.

Совпадение границ ассоциаций с границами мезоциклов, являющихся стратиграфическими единицами разреза, позволяет построить схематические карты распределения ассоциаций для различных возрастных интервалов: раннечеремховского, позднечеремховского и прииркутского времени. Они представлены на фиг. 32—34.

Заканчивая характеристику терригенно-минеральных ассоциаций, отметим, что их распределение в разрезе подчеркивает непрерывное уменьшение роли материала из пород, подвергнувшись существенному выветриванию и переотложению. Соответственно возрастает роль свежего материала, заимствованного непосредственно из изверженных и метаморфических пород. Так, первая ассоциация состоит практически



Фиг. 34. Распространение терригенно-минеральных ассоциаций в приуральское время.
Условные обозначения см. на фиг. 28 и 32

нацело из материала, испытавшего многократное переотложение. Резко преобладает он во второй и третьей ассоциациях. В четырех других ассоциациях переотложенный материал находится в подчиненном количестве и роль его тем ниже, чем выше по разрезу залегают породы. В этом же направлении снижается и степень выветрелости всех компонентов. Эти особенности вещественного состава угленосной толщи отражают смену пород в питающих провинциях: преимущественно осадочных в начальные моменты формирования угленосной толщи и практически одних изверженных и метаморфических — в конечные.

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД УГЛЕННОЙ ТОЛЩИ

Углистая толща Иркутского бассейна представляет достаточно древнее образование. Поэтому естественно ожидать, что ее породы испытали существенные вторичные преобразования. Учитывая особенности геологической обстановки и мощность толщи, следует предполагать проявление в породах процессов диагенеза и эпигенеза.

Главнейшие особенности диагенетических процессов детально разобраны Н. М. Страховым. Он показал, что «диагенез есть стадия физико-химического уравнивания многочисленных реакционноспособных веществ с противоречивыми свойствами, возникших при образовании осадка. Уравнивание происходит... за счет внутренних запасов энергии в веществах, слагающих осадок» (Страхов, Логвиненко, 1959, стр. 390). Наряду с химико-минералогической переработкой осадка имеют место и некоторые другие процессы (уплотнение, дегидратация), но, по мнению Н. М. Страхова, в диагенезе они играют второстепенную роль.

Явления эпигенеза изучены менее детально. Установлено, что в эту стадию происходит значительное уплотнение пород, уменьшение их пористости, увеличение объемного веса, а также существенные минералогические преобразования. Основными факторами, обуславливающими характер и интенсивность эпигенеза, являются, по мнению большинства исследователей, повышенные температуры и давления (Копелиович, 1958; Страхов, Логвиненко, 1959; Вассоевич, 1962), а также подземные воды, насыщающие горные породы (Пустовалов, 1956; Каледа, 1958; Перельман, 1959). Имеются указания, что характер вторичных преобразований в различных типах пород (глины, обломочные, хомогенные, органогенные породы) неодинаков (Вассоевич, 1962). Это обусловлено различием химико-минералогических, структурных и физических свойств названных типов пород.

ДИАГЕНЕЗ

Диагенетические изменения пород угленосной толщи могут быть восстановлены приблизительно. Со времени накопления осадков прошел длительный отрезок времени, осадки за это время превратились в породы; многие черты диагенетических превращений частично или полностью утрачены. Вследствие различного характера проявления эпигенетических превращений в песчано-гравийных и глинистых разностях породы, следы диагенеза в них сохранились в разной степени.

Глинистые и мелкоалевритовые породы

При описании глинистых пород указывалось на значительную сложность их минералогического состава. В разрезе присутствует три различных типа глин: преимущественно каолиновые, преимущественно монтмориллонитовые и смешанного состава. В двух первых разновидностях, наряду с преобладающим глинистым минералом (каолинитом или монтмориллонитом), присутствуют некоторые другие. В глинах смешанного состава выявлен комплекс различных минералов — каолинит, монтмориллонит, хлорит, смешаннослойные фазы. Такой же состав имеет глинистая фракция мелкозернистых и некоторых крупнозернистых алевролитов.

В районах развития четвертой, пятой, шестой и седьмой терригенно-минеральных ассоциаций угленосная толща характеризуется присутствием всех трех типов глинистых пород, сменяющих один другой по разрезу через короткие интервалы. Довольно резко меняется здесь и состав глинистой фракции алевролитов. Минералогический состав глинистой фракции глин и алевролитов при этом находится в зависимости от фациальной природы осадка. Каолиновые глины с небольшой примесью некоторых других компонентов (монтмориллонита, хлорита, диоктаэдрической слюды, смешаннослойных фаз) слагают осадки литогенетических типов ОБ-1, ОБ-2. Наиболее высокая мономинеральность характерна для осадков двух названных литогенетических типов, если они приурочены к почвам мощных угольных пластов. Именно в этих разностях пород можно наблюдать многочисленные вермикулиты каолинита и реликты биотита, показывающие, что формирование пород было связано с разложением биотита, поступавшего в исходный осадок.

Монтмориллонитовые глины, содержащие в качестве примеси тот же комплекс минералов, что и каолиновые, а также глины смешанного состава относятся к осадкам литогенетических типов ОБ-3 и ОБ-4. В алеврито-глинистых осадках озерного генезиса (типы ОЦ-1 и ОЦ-2) глинистая фракция всегда имеет смешанный состав и характеризуется преобладанием гидрослюды при подчиненном содержании всех других глинистых минералов.

Подобная пестрота минералогического состава глинистой фракции не может быть объяснена, если допустить, что в осадок в каждом отдельном случае поступал различный по своему составу глинистый материал. Существование прямой зависимости вещественного состава породы от генезиса однозначно указывает на проявление диагенетических преобразований глинистых минералов, имевших место после накопления первоначально однородной глинистой массы. Она состояла в основном из триоктаэдрических гидрослюд.

Наиболее интенсивными процессы диагенеза были в осадках литогенетических типов ОБ-1 и ОБ-2, представляющих конечные стадии заболачивания мелких озер. Здесь в условиях болотного выветривания происходила глубокая переработка гидрослюдистого материала и формировались почти чистые каолиновые глины. В тех случаях, когда такая переработка была менее интенсивной, глинистая фракция осадков этих литогенетических типов имела более сложный состав.

В осадках литогенетических типов ОБ-3 и ОБ-4 процессы заболачивания проявились слабее, здесь диагенетическая переработка глинистого материала была менее значительной, вследствие этого соответствующие им породы представлены монтмориллонитовыми глинами и глинами смешанного состава.

Еще более слабым было диагенетическое преобразование глинистых минералов в алевритах и глинах озерного генезиса (литогенетические типы ОЦ-1 и ОЦ-2). Современный состав глинистой фракции этих осад-

ков, по-видимому, весьма близок к составу того глинистого материала, который поступал в древние водоемы.

В районах развития второй ассоциации установлено присутствие лишь двух разностей глинистых пород — существенно монтмориллонитовых и существенно каолинитовых. В монтмориллонитовых глинах обычно в том или ином количестве присутствует каолинит, а в каолини-товых — монтмориллонит. Примесь хлорита, смешаннослоистых минералов и гидрослюд очень незначительна. Диагенетические преобразования глинистого материала в осадках этих районов имели, несомненно, тот же характер, что и в районах развития остальных ассоциаций. Более однообразный характер глинистых пород является следствием иного состава первичной глинистой мути, поступавшей в осадок; в этих районах она состояла, по-видимому, в основном из монтмориллонита с небольшой примесью других глинистых минералов. В ходе диагенеза происходило разложение монтмориллонита и переход его в каолинит. Естественно, что процесс развивался наиболее интенсивно в осадках литогенетических типов ОБ-1 и ОБ-2, ослабевал в отложениях типов ОБ-3, ОБ-4 и почти не нашел своего проявления в отложениях типов ОЦ-1 и ОЦ-2. Вещественный состав осадков перечисленных литогенетических типов подтверждает это. В осадках типов ОБ-1 и ОБ-2 глинистая фракция имеет в основном каолининовый состав при различном содержании монтмориллонита; в осадках типов ОБ-3 и ОБ-4 преобладает монтмориллонит, а каолинит присутствует в подчиненном количестве. В алевроито-глинистых осадках озерного генезиса глинистая фракция представлена почти чистым монтмориллонитом.

Районы развития первой и третьей ассоциаций характеризуются присутствием каолинитовых глин, практически мономинеральных или с некоторой примесью гидрослюд, монтмориллонита смешаннослоистых глинистых минералов. В этих районах различия в вещественном составе пород неодинаковой фациальной природы практически не проявляются. По-видимому, первичный глинистый материал осадков в этих районах состоял в основном из каолинита при низком содержании других компонентов. В этих условиях процессы диагенеза не смогли существенно изменить первичный состав осадков.

Указания на существенную переработку глинистых осадков континентального генезиса имеются в работах различных исследователей. Так, М. Ф. Викулова отмечает возможность весьма интенсивных диагенетических изменений глин на континенте, включая реки, озера и торфяные болота. По ее мнению, в последних эти процессы достигают особой интенсивности (Методическ. руководство..., 1957).

А. Г. Коссовская (1959, 1962) отметила глубокую переработку глинистого материала континентальных отложений в ходе диагенеза. Формирование некоторых континентальных угленосных свит Вилюйского прогиба, как показала А. Г. Коссовская, осуществляется за счет сложного комплекса различных пород. Первичная глинистая масса осадков состояла в значительной степени из триоктаэдрических гидрослюд, очень неустойчивых и подвергшихся в диагенезе сложным преобразованиям. Последние имели стадийный характер и привели к возникновению смешаннослоистых фаз, хлорита, подвижного хлорита, монтмориллонита, каолинита. На интенсивность процессов диагенеза и, следовательно, возникновение того или иного комплекса глинистых минералов в платформенных условиях влияют в первую очередь фациальные условия накопления осадков.

Мы привели разбор представлений А. Г. Коссовской о процессах формирования глинистых пород в Вилюйском прогибе, чтобы подчеркнуть значительное сходство их с процессами диагенеза в глинистых и алевроито-глинистых осадках Иркутского угленосного бассейна.

С диагенетическими процессами, протекавшими в глинистых и алевроито-глинистых осадках, связаны, по-видимому, и некоторые другие черты их вещественного состава: формирование выделений пирита и карбонатного материала. Выделения этих минералов в породах имеют обычно небольшие размеры — от нескольких микрон до 0,1 мм.

Карбонаты (кальцит, анкерит, сидероплезит, сидерит) распределены более или менее равномерно среди глинистой массы и обломков алевроитовой размерности, имеют неправильные изометричные очертания, микрозернистое строение. Встречаются кристаллические индивиды размером до 0,05—0,10 мм. Пирит имеет правильные кристаллографические очертания — кубики, пентагондодекаэдры или изометричные сростки этих форм. Они деформируют слоистость, включения растительных остатков. Это обстоятельство может рассматриваться как указание на образование пирита до полной литификации породы, т. е. в диагенезе.

Новообразования карбоната присутствуют одинаково часто как в верхних, так и в нижних частях разреза. Выделения новообразованного пирита встречаются практически только в нижней половине разреза (нижние 150—200 м толщи). Количество их возрастает к основанию. Эта особенность обусловлена, по-видимому, присутствием в подстилающих угленосную толщу палеозойских породах гипсов и гипсоносных известняков. Их растворение приводило к обогащению сульфатным ионом заболачивающихся водоемов, где накапливались глинистые и алевроито-глинистые осадки. Высокое содержание органики в таких водоемах обеспечивало редукцию сернистой серы и появление сероводорода. Естественно, что эти процессы протекали особенно интенсивно в базальных горизонтах толщи, ослабевая с течением времени по мере изоляции от палеозойских пород.

Песчано-гравийные породы

Прямые указания на характер диагенетических преобразований песчаников и гравелитов отсутствуют: в стадию эпигенеза эти породы подверглись интенсивным изменениям, стершим все следы диагенеза. Можно высказать лишь самые общие соображения о возможных проявлениях этого процесса, основываясь на общегеологических данных.

Песчано-гравийные осадки накапливались в руслах или на поймах древних рек и в небольших озерных водоемах. Воды, насыщавшие осадок, были пресными, содержали кислород, углекислый газ, нередко гумусовые кислоты и имели кислую или нейтральную реакцию. В этих условиях естественно предположить, что диагенетические преобразования были сходны по своему характеру с выветриванием, проявляющимся в областях гумидного климата. В осадках протекало разложение слюд, присутствовавших в виде крупных чешуек и в виде цемента, происходило формирование за их счет некоторых других глинистых минералов (смешаннослоистых, хлорита, монтмориллонита, каолинита), имело место разложение полевых шпатов и образование по ним глинистых частиц, разложение нестойких темноцветных минералов. Могли возникать выделения лимонита. Однако все эти процессы, по-видимому, не были интенсивными и не повлияли существенно на первичный состав осадков.

ЭПИГЕНЕЗ

Процессы эпигенеза также были неодинаковы в песчано-гравийных и алевроито-глинистых породах. Поэтому они будут рассмотрены отдельно для каждой группы.

Алеврито-глинистые породы

Сам факт возможности реставрации процессов диагенеза в алеврито-глинистых породах показывает, что в стадию эпигенеза они не испытывали существенной минералогической переработки и сохранили свой состав в том виде, как он сформировался в диагенезе. Вторичные преобразования этих пород в эпигенезе свелись, по-видимому, к обезвоживанию, значительному уплотнению и последовательному сокращению пористости.

При описании глинистых пород указывалось, что они представлены как размокающими разностями — собственно глинами, так и неразмокающими — аргиллитами. Монтмориллонитовые глины из различных районов всегда хорошо размокают в воде, другие типы глин полностью утратили эту способность. Утрата способности размокать в воде является следствием сильного уплотнения глинистых частиц, их дегидратации под давлением вышележащих осадков (т. е. эпигенеза). Сохранение способности монтмориллонитовых глин к размоканию обусловлено, по-видимому, более высокой гидрофильностью монтмориллонита, способностью связывать воду не только поверхностью частиц, что характерно для каолинита и гидрослюд, но и самой кристаллической решеткой его.

Песчано-гравийные породы

Типы эпигенетических изменений

Главным моментом эпигенетических изменений песчано-гравийных пород является преобразование биотитового и гидробиотитового материала, присутствующего в породе в виде тонкодисперсной массы первичного седиментационного цемента или в виде крупных чешуек. С этими преобразованиями тесно связано формирование современного цемента породы, изменение многих породообразующих и акцессорных **компонентов**, появление некоторых аутигенных минералов. Особенности эпигенеза песчано-гравийных пород Иркутского бассейна изложены автором в ряде работ (Копорулин, 1961, 1962а, б). По характеру эпигенетических процессов в песчано-гравийных породах можно выделить три крупных типа изменений.

Первый тип. Основной особенностью изменений песчано-гравийных пород, отнесенных к первому типу, является интенсивная каолинизация биотитового и гидробиотитового материала и формирование каолинитового цемента.

Процесс каолинизации захватывает в первую очередь тонкодисперсную массу первичного гидрослюдистого цемента, приводя уже в верхних горизонтах к его полному замещению каолинитом. Очень рано переходят в каолинит также и некоторые из крупных чешуек биотита. Первоначально, по-видимому, сильно разложенные в коре выветривания и путях переноса. Новообразования каолинита имеют обычно довольно тонкоагрегатное строение, отдельные чешуйки этого минерала ориентированы беспорядочно и лишь в отдельных случаях образуют мелкие вермикулитоподобные образования.

На ранних этапах процесса среди массы новообразованного каолинита еще сохраняются тончайшие чешуйки, волокна, таблички гидробиотитового материала. Особенно часто они присутствуют в виде тонких пленочек в периферической части пор на границе с обломочными зернами. На более поздних стадиях и они полностью переходят в каолинит (табл. XXI, 12—13).

Изменение большинства крупных чешуек биотита, обладавших первоначально высокой степенью сохранности, протекает более постепенно.

Впервые этот процесс описан А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1955) на примере терригенных отложений Западного Верхоянья. Его содержанием является постепенная гидратация биотита, вынос из него некоторых компонентов. Процесс сопровождается сильным разбуханием таблички биотита, деформацией ее между обломками другого состава, постепенным понижением показателя преломления и двупреломления. На начальных этапах образуются неправильные пакеты из сильно гидратированной бесцветной гидрослюд и волокон биотита, сохранивших в значительной степени свой первичный состав и оптические свойства. При более глубоком преобразовании такие пакеты переходят в таблицы бесцветного или слегка буроватого гидрослюдистого материала с низким двупреломлением (серые и белые цвета интерференции) и высокими показателями преломления, большими, чем у каолинита. Они содержат выделения окислов железа, пирита, лейкоксена, а также тончайшие волокна биотита, хлорита. Некоторые распадаются на слабо изогнутые «ленты», ориентированные перпендикулярно трещинам спайности исходной таблички. В дальнейшем такие ленты, все более изгибаясь, образуют крупные вермикулитоподобные выделения каолинита.

В других чешуйках этот процесс развивается постепенно и дальше, и конечным продуктом его являются бесцветные монокристаллические таблички с очень неправильными, как бы изъеденными контурами. Показатели преломления слагающего их материала лишь несколько выше или даже равны таковым у окружающего их тонкодисперсного каолинита. В дальнейшем они полностью замещаются каолинитом, образующим хорошо оформленные вермикулитоподобные агрегаты или тонкодисперсную массу с беспорядочной ориентировкой чешуек (табл. XXI, 14; XXII, 1—3).

В некоторых случаях переход биотита в каолинит сопровождается формированием небольших количеств монтмориллонита и хлорита. Оба этих минерала формируются в виде тончайших пленочек по периферии поровых пространств, на границе с обломочными зернами. Пленочка хлорита, имеющая крустификационное строение, приурочивается непосредственно к самим зернам, в то время как пленочка монтмориллонита находится с внутренней стороны хлоритовой, на границе с новообразованным каолинитом, выполняющим большую часть поры. Как хлоритовая, так и монтмориллонитовая пленки представляют собой эфемерные образования, очень быстро переходящие в каолинит. Случаи их возникновения довольно редки.

Наряду с биотитом, отчетливые изменения установлены для обломков кварца и полевых шпатов. Зерна полевых шпатов (как калиевых, так и плагиоклазов) подвергаются замещению тонкочешуйчатым каолинитом. Обычно этот процесс развивается с периферии обломков, придавая им резко неправильные очертания. Иногда каолинизация происходит из центральных частей зерен и приурочивается к трещинам спайности или трещинам механического раздавливания. Некоторые обломки полностью замещаются каолинитом. Характерно, что каолинит, образующийся по полевым шпатам, всегда имеет тонкоагрегатное строение.

Обломкам кварца свойственны явления регенерации. Начальные этапы этого процесса характеризуются образованием неправильной формы выростов на поверхности обломков. При интенсивном проявлении регенерации большинство зерен кварца сильно разрастается, нередко спаиваясь друг с другом и образуя локальные кварцитовидные структуры. Нередко в результате регенерации зерна кварца приобретают кристаллографические очертания.

Развитие регенерации обломочного кварца тесно связано с разложением терригенного биотитового и гидробиотитового материала, присутствовавшего в породе. Наиболее интенсивно регенерация кварцевых

зерен проявляется в тех частях угленосной толщи, где переход гидрослюдистого материала в каолинит идет особенно напряженно. Известно, что преобразование трехслойной решетки биотита и гидрослюды в двухслойную решетку каолинита сопровождается освобождением значительного количества SiO_2 — до половины всего SiO_2 , входящего в решетку биотита. Небольшие выделения кремнекислоты в виде опала или кварца присутствуют среди новообразованного каолинита. Однако такие выделения встречаются довольно редко. Это указывает, что в такой форме фиксируется лишь небольшая часть кремнекислоты, выделившейся при разложении биотита. Значительно большее количество ее идет на регенерацию обломков кварца.

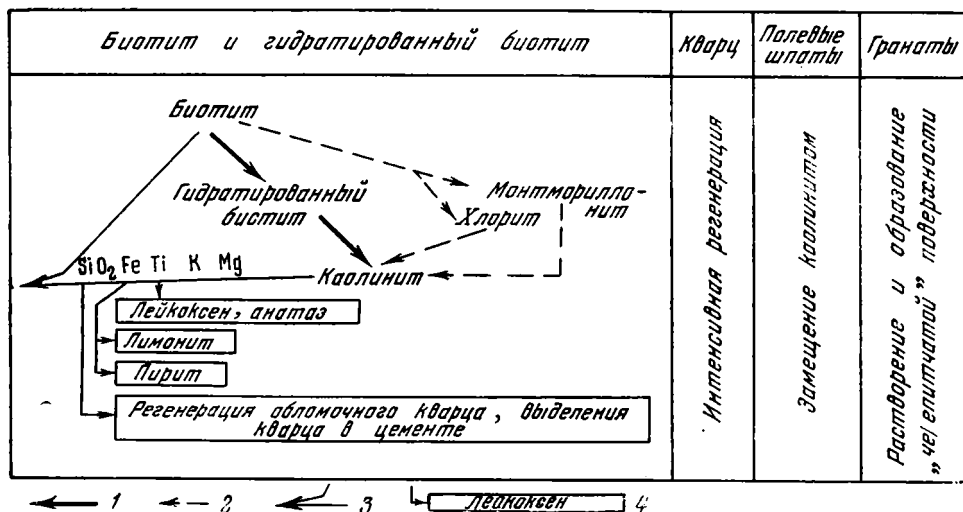
Широко распространены в породах аутигенные минералы железа и титана. Наиболее широко представлены новообразования железа в форме лимонита или пирита. Аутигенный лимонит образует выделения в цементе, размером до нескольких микрон; он часто развивается по крупным табличкам биотита, подвергающимся разложению. В последнем случае лимонит образует или тонкодисперсную массу, распределенную довольно равномерно среди исходной таблички, или веретенovidные выделения, приуроченные к трещинам спайности. Особенно часто такие выделения развиваются на концах табличек. В некоторых случаях они сливаются с лимонитовым материалом, развивающимся по периферии таблички.

Аутигенный пирит развивается в виде мелких кристалликов или выделений в цементе, размером до 1—2 мм; иногда присутствуют и крупные конкреционные образования, достигающие 5—8 см в диаметре; в них наряду с пиритом, играющим роль цемента, присутствует также и песчаный материал. Мелкие кристаллики пирита в большом количестве формируются непосредственно по биотиту или по продуктам его сильного разложения, не перешедшим еще полностью в каолинит. Содержание кристалликов пирита в табличках возрастает по мере развития процесса их разложения. В некоторых случаях скопления пирита могут почти полностью заместить такие таблички (табл. XXII, 4—5).

Новообразованные титанистые минералы имеют значительно меньшее распространение, чем минералы железа. Они представлены двумя разновидностями: скрытокристаллическими выделениями лейкоксена и скоплениями мелких кристалликов анатаза. Оба минерала развиваются как в цементе, так и в разложенных табличках биотита; в последнем случае они всегда обладают очень небольшими размерами.

Лейкоксен образует обычно довольно крупные выделения (до 0,05 мм), непрозрачные, с грязновато-серой окраской. Иногда лейкоксеновый материал находится в тесной смеси с лимонитовым; в этом случае вся масса окрашена в буровато-серый цвет. Лейкоксен, как правило, света не поляризует, лишь в очень редких случаях в нем можно обнаружить слабую точечную поляризацию, свидетельствующую о начальных этапах раскристаллизации.

Новообразованный анатаз тесно связан с выделениями лейкоксена и образовался за счет последнего. Он представлен правильными табличчатыми кристалликами размером в 1—2 мк, бесцветными или слегка розоватыми с высокой интерференционной окраской. Часто такие кристаллики образуют неправильные скопления, в которых контуры отдельных индивидов не очерчены — вместе с анатазом здесь в том или ином количестве присутствует тонкодисперсный лейкоксеновый материал. Встречаются мелкие жеодки (до 0,05—0,10 мм), состоящие в своей периферической части из лейкоксена, в то время как по их внутренним поверхностям развиваются прекрасно оформленные кристаллики анатаза. В центре таких жеодок образуется кварц или кальцит.



Фиг. 35. Первый тип элигенетических изменений песчано-гравийных пород
 1 — наиболее частые случаи перехода одних минералов в другие; 2 — более редкие случаи перехода; 3 — вынос компонентов из кристаллической решетки слюд; 4 — формирование аутигенных минералов в цементе

Приведенная характеристика новообразованных минералов титана показывает, что их формирование осуществлялось также за счет разложения первичного биотитового и гидробиотитового материала. Действительно, титан, как и железо, входит в состав кристаллической решетки биотита: железо в закисной или окисной форме в состав октаэдрического слоя, а титан как в октаэдрический, так и в тетраэдрический слой (Сердюченко, 1948). Естественно, что при разложении биотита и переходе его в каолинит эти элементы частично или полностью выделяются и образуют новообразования в пределах материнской таблички или при более далеком перемещении и концентрации — в определенных участках цемента. Титан является малоподвижным элементом, поэтому он испытывает незначительное перераспределение и концентрацию, образуя лишь очень мелкие выделения, распыленные более или менее равномерно среди породы.

Основные особенности процессов, протекающих при изменениях данного типа, суммированы в виде схемы на фиг. 35.

Второй тип. Важнейшим моментом вторичных изменений, относенных ко второму типу, является интенсивная хлоритизация биотитового материала с последующим переходом его в каолинит.

Особенно сильно этот процесс захватывает тонкодисперсную массу первичного седиментационного цемента и некоторых сильно гидратированных крупных чешуек биотита. Его следствием является появление массы тонкоагрегатного зеленого хлорита в центре поры; по периферии ее образуется обычно прекрасно оформленная крустификационная каемочка того же состава. На начальных этапах процесса она отделяется от обломочных зерен тонкой пленочкой гидратированного биотита (табл. XIII, I).

В ходе дальнейшего изменения пленочка гидрослюды на границе с обломочными зернами поглощается крустификационной хлоритовой каемкой, а тонкодисперсная хлоритовая масса в центральной части переходит в агрегат бесцветного или бледно-зеленого минерала (по-видимому, безжелезистого хлорита), находящегося в тесной смеси с бурыми окислами железа. Бурая пленочка лимонита образуется иногда вдоль

границы бесцветного хлорита и крустификационной каемки зеленой разновидности этого минерала (табл. XIII, 2).

В дальнейшем вся масса безжелезистого хлорита, выполняющего центральные части пор, переходит в каолинит. Крустификационная каемочка зеленого хлорита сохраняется несколько дольше, но затем и она замещается каолинитом (табл. XIII, 3—4).

Процесс перехода в хлорит характерен также и для крупных чешуек биотита, первично обладавших высокой сохранностью. Он выражается в изменении окраски (с золотисто-бурой до зеленой), значительном понижении интерференционной окраски и некоторой аморфизации чешушки. На конечных стадиях процесса образуются таблички ярко-зеленого хлорита, содержащего обычно неправильные волокна золотисто-бурого биотита, выделения лимонита, пирита, лейкоксена. Иногда по таким крупным чешуйкам биотита образуется тонкоагрегатный хлорит, аналогичный по своему характеру материалу цемента. Во многих случаях преобразование биотитового материала в тонкоагрегатный хлорит сопровождается формированием тончайших иголочек монтмориллонита и цеолита типа ломонтита — томсонита. Такие иголки обычно чередуются с волокнами хлорита и еще не измененного биотита.

При изменениях описываемого типа в связи с преобразованиями глинистого материала и биотита находится формирование некоторых новых минералов — лимонита, минералов двуокиси титана. По своему облику эти новообразования очень сходны с минералами, новообразования которых наблюдались при изменениях первого типа.

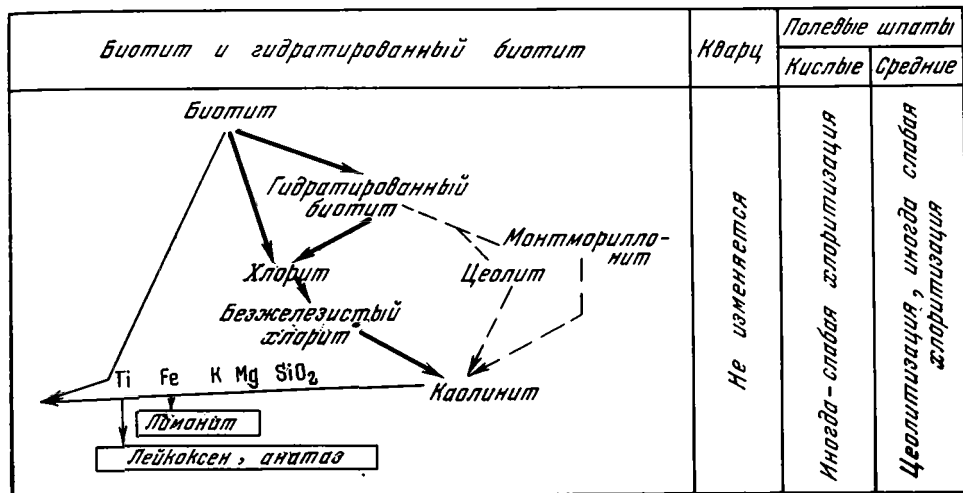
Среди других пороодообразующих компонентов отчетливые изменения можно наблюдать лишь для полевых шпатов. Они выражаются в их цеолитизации или хлоритизации. Первый процесс развивается исключительно по обломкам средних плагиоклазов (андезину, лабрадору).

Мелкие иголки цеолита приурочиваются к трещинам спайности или пронизывают все зерно. В первом случае они ориентированы по спайности, во втором — совершенно беспорядочно.

Новообразованный хлорит формируется по обломкам полевых шпатов различного состава (калиевых разностей, плагиоклазов). Наиболее часто тонкие пленочки зеленого хлорита приурочиваются к трещинам спайности, но нередко встречаются и сравнительно крупные чешуйки хлорита, развивающиеся обычно с периферической части зерна. Характерно, что такие частично цеолитизированные или хлоритизированные обломки присутствуют не только в зоне новообразованного хлоритового цемента, но также и в породах с каолинитовым цементом, что, несомненно, указывает, что формированию последнего предшествовала хлоритовая стадия.

В группе аксессуарных минералов отчетливые изменения установлены лишь для эпидота. Они выражаются в слабом растворении обломочных зерен этого минерала и образовании на их поверхности сложных скульптур. Масштабы этого явления незначительны, поэтому оно не наблюдается в шлифах, хотя в иммерсионных препаратах частично растворенные обломочные зерна фиксируются часто. Комплекс минеральных преобразований, отнесенных ко второму типу эпигенетических изменений, сведен на фиг. 36.

Третий тип. Этот тип эпигенетических превращений характеризуется широким развитием процессов монтмориллонитизации первичного глинистого цемента, биотита и некоторых других обломочных компонентов и формированием за счет них монтмориллонитового цемента. На ранних этапах монтмориллонитизация захватывает лишь тонкодисперсную массу первичного гидрослюдистого цемента породы, приводя к появлению в нем мельчайших иголочек монтмориллонита; в дальнейшем



Фиг. 36. Второй тип эпигенетических изменений песчано-гравийных пород.
Условные обозначения см. на фиг. 35

весь этот минерал полностью замещается тонкодисперсным монтмориллонитовым веществом (табл. XXIV, 1).

Монтмориллонитизация крупных чешуек биотита осуществляется более медленно. На начальных этапах процесса таблички биотита или отдельные их участки утрачивают четкость контуров, несколько разбухают, утрачивают монокристалличность строения и приобретают агрегатную поляризацию, следы трещин спайности исчезают. Вся чешуйка приобретает своеобразный перламутровый оттенок золотистой окраски. Показатели преломления материала, слагающего такие таблички, постепенно понижаются.

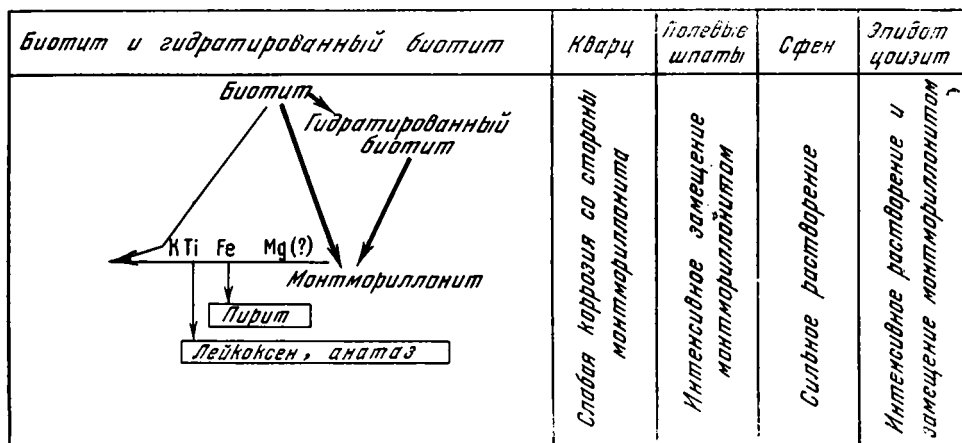
Процесс монтмориллонитизации проявляется сначала и наиболее полно в периферических участках табличек биотита, где последний полностью замещается тонкодисперсным монтмориллонитом, в то время как преобразование центральных участков таких чешуек значительно запаздывает. На конечных стадиях процесса все чешуйки биотита полностью замещаются тонкодисперсным монтмориллонитовым веществом. Несколько реже образуются крупные бесформенные таблицы монтмориллонита с монокристаллическим строением (табл. XXIV, 2).

Изучение показателей преломления новообразованного монтмориллонита, произведенное в ориентированных препаратах, установило следующие значения показателей преломления: $Ng' = 1,523$; $Np' = 1,502$; $Ng - Np = 0,021$. Эти значения являются типичными для монтмориллонита.

Химический состав (в %) глинистой фракции цемента песчаника, в котором имели место изменения этого типа, следующий: SiO_2 — 51,38; TiO_2 — 0,42; Al_2O_3 — 19,92; Fe_2O_3 — 0,98; FeO — 0,28; CaO — 1,30; MgO — 4,07; MnO — 0,02; K_2O — 0,32; Na_2O — 0,13; H_2O^+ — 5,69; H_2O^- — 15,20; CO_2 — нет; C — 0,27; сумма — 99,98.

Содержание аморфного кремнезема — 6,40%.

Структурная формула минерала, рассчитанная на основе этих данных, имеет следующий вид: $(Si_{7,66}, Al_{0,34}) [(Mg_{0,90}, Fe^{2+}_{0,04}, Fe^{3+}_{0,10}, Al_{3,16}) O_{20}] (OH)_4 \cdot 7,56 H_2O, Na_{0,04}, K_{0,06}, Ca_{0,20}$, т. е. данный минерал представляет по существу диоктаэдрическую разновидность монтмориллонита с заметным преобладанием в составе поглощенного комплекса кальция над натрием.



Фиг. 37. Третий тип эпигенетических изменений песчано-гравийных пород.
Условные обозначения см. на фиг. 35

С процессами преобразования биотита и гидробиотита в монтмориллонит тесно связано возникновение новообразований пирита, лейкоксена, анатаза. Эти минералы появляются уже на самых ранних стадиях монтмориллонитизации тонкодисперсного гидробиотитового материала и крупных чешуек биотита. Характерно, что минералы двуокиси титана представлены очень мелкими выделениями, в то время как размер новообразований пирита изменяется в широких пределах — от 0,05 мм (отдельные кристаллики или их сростки) до нескольких сантиметров (конкреции, наблюдаемые даже при макроизучении).

Из числа других обломочных компонентов, присутствующих в породах, значительные вторичные изменения испытывают полевые шпаты, кварц, обломки эффузивов, сфен, дистен, ставролит.

Полевые шпаты (калиевые и плагиоклазы) подвергаются интенсивной коррозии и замещению монтмориллонитом цемента. Этот процесс развивается как с периферии обломков, так и из их центральных частей. Нередко наблюдается почти полное замещение монтмориллонитом обломков полевых шпатов.

Обломки кварца так же, как и некоторых кремнистых пород, подвергаются лишь слабой коррозии со стороны цемента; в результате этого зерна кварца приобретают очень неровную поверхность. Очень интенсивно замещаются монтмориллонитом обломочные зерна таких пород, как кислые, щелочные и основные эффузивы. Переход вещества этих пород в монтмориллонит происходит как с краевых частей обломков, так и непосредственно из центра. Обломочные зерна, особенно наиболее мелкие, как бы растворяются среди монтмориллонитовой массы цемента. В тех районах, где можно предполагать весьма значительные первичные концентрации обломков эффузивов, в результате проявления этого процесса, по-видимому, весьма значительная часть новообразованного монтмориллонита сформировалась за счет изменения таких обломков.

Интенсивно растворяются также обломки сфена, дистена, ставролита, эпидота. Структуры растворения обломочных зерен этих минералов достаточно детально описаны выше, поэтому здесь на их характеристике мы останавливаться не будем.

Схема, представленная на фиг. 37, демонстрирует основные особенности процессов минералообразования, происходящих при эпигенетических изменениях пород третьего типа.

При характеристике минеральных преобразований каждого из трех типов указывалось, что в тесной связи с разложением биотита находится формирование новообразований кварца, пирита, лимонита, минералов двуокиси титана. Подобные новообразования в большинстве случаев имеют очень небольшие размеры и могут наблюдаться только под микроскопом. Новообразования пирита нередко образуют крупные конcretion или неправильные зоны, тесно связанные в своем развитии с трещинами небольших по амплитуде дизъюнктивных нарушений.

Вывод о том, что все микроскопические новообразования формируются за счет материала обломочного биотита, основывается на данных микроскопического изучения пород — приуроченности некоторых минералов к чешуйкам биотита или широкому распространению их в участках с интенсивными преобразованиями биотитового материала. В отношении новообразованных минералов железа этот вывод подтверждается данными химического изучения пород. Оно было произведено в ряде образцов песчаников и алевролитов, взятых из разных частей разреза в нескольких скважинах. Определялось общее содержание железа в породе — ($Fe_{вал}$), а также содержание следующих его форм: двух- и трехвалентного, растворимого в 5%-ной HCl (Fe^{2+}_p и Fe^{3+}_p); двух- и трехвалентного нерастворимого в 5%-ной HCl (Fe^{2+}_n и Fe^{3+}_n) и сульфидного (Fe_c). При этом Fe^{2+} и Fe^{3+}_p представляют собой железо обломочных минералов, в основном биотита, извлекаемое 5%-ной HCl ; Fe^{2+}_n и Fe^{3+}_n — железо тех же минералов, не извлекаемое 5%-ной HCl ; Fe_c — железо, входящее в состав пирита.

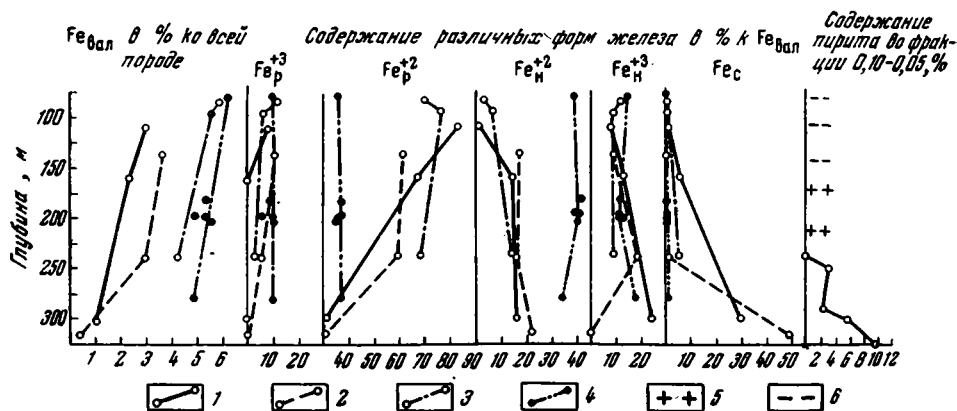
Полученные данные по одной разведочной скважине приведены в виде диаграммы (фиг. 38). В ней показано изменение процентного содержания $Fe_{вал}$ в отношении ко всей породе, изменение содержаний Fe^{2+}_p , Fe^{3+}_p , Fe^{2+}_n , Fe^{3+}_n и Fe_c в отношении к $Fe_{вал}$.

При рассмотрении этой диаграммы выявляется, что:

1) общее содержание железа в породе ($Fe_{вал}$) уменьшается с глубиной во всех разностях пород от крупнозернистых песчаников до алевролитов;

2) более тонкозернистые породы характеризуются более высоким общим содержанием железа;

3) в песчаниках (крупно-, средне- и мелкозернистых) относительные концентрации растворимых форм железа падают с глубиной, в то же время содержание нерастворимых форм не испытывает заметных изменений;



Фиг. 38. Изменение содержания железа в породах по разрезу скв. С-20.

1 — песчаники крупнозернистые; 2 — песчаники среднезернистые; 3 — песчаники мелкозернистые; 4 — алевролиты; 5 — содержание пирита в тяжелой фракции составляет доли процента; 6 — пирит во фракции отсутствует

4) относительные концентрации Fe_c растут с глубиной. Линия изменения Fe_c в среднезернистых песчаниках показывает, что это возрастание особенно резко выражено ниже глубины 235 м. Несомненно, подобная же закономерность характерна и для других разностей песчаников, но химических анализов пород вблизи этой глубины нет. Увеличение содержания сульфидного железа в породах хорошо коррелируется с увеличением роли пирита в породе. Крайняя правая кривая диаграммы иллюстрирует изменение содержания зерен пирита во фракции 0,10—0,05 в отношении к сумме тяжелой и легкой ее частей. Подобные же соотношения имеют место и во фракциях других размерностей. Характер этой кривой показывает резкое увеличение содержания пирита в породе, начиная с глубины примерно 230 м;

5) в алевролитах соотношения растворимых и нерастворимых форм железа с глубиной практически не испытывают никаких изменений.

Попытаемся проанализировать полученные данные. В скв. С-20 песчано-гравийные породы большей части разреза толщи (от ее верхних границ и до глубины 230 м) охвачены изменениями второго типа — переход биотита в хлорит и затем в каолинит. В нижней части толщи, от глубины 230 м и до основания, развиты изменения третьего типа — переход биотита в монтмориллонит.

Снижение с глубиной общего содержания железа ($Fe_{вал}$) во всех породах может быть связано с возрастанием первичной выветрелости всего обломочного материала, поступавшего в область седиментации на более ранних этапах. В связи с этим биотит, захоронявшийся в осадке в начальные этапы формирования угленосной толщи, был более выветрелым и содержал меньшие количества железа, да и содержание самого биотита было, по-видимому, более низким. В связи с общим увеличением содержания биотита в породах по мере их утонения стоит и возрастание содержания железа.

Сопоставление кривых, характеризующих поведение различных форм железа, показывает, что возникновение пирита происходит исключительно за счет железа самой породы, испытывающего перераспределение в процессе минералогических превращений. Исключительно большое значение в этом процессе должен иметь биотит, являющийся основным носителем железа в породе. Наиболее высока при этом роль закисного железа, входящего в состав решетки биотита. Имеющиеся данные показывают, что двухвалентное железо в октаэдрическом слое биотита особенно легко высвобождается, что влечет за собой разрушение и перестройку структуры минерала. Не случайно поэтому существование обратной зависимости между поведением закисного растворимого (т. е. наиболее легкоподвижного) и сульфидного железа, устанавливаемое химическим изучением для различных типов песчаников.

Таким образом, все изложенное подтверждает правильность вывода о том, что пирит, появляющийся в породе, образуется за счет железа биотита при его разложении и переходе в каолинит, вывода, который был сделан первоначально лишь на основе микроскопического изучения пород. Надо полагать, что формирование более крупных выделений пирита — конкреций и неправильных участков происходило также за счет железа биотита.

Доказать происхождение других новообразованных минералов за счет биотита химическим путем невозможно. Дело в том, что химические методы диагностики различных форм TiO_2 , SiO_2 пока отсутствуют. Если бы у нас имелись методы анализа, позволяющие учитывать количественно баланс таких элементов, как Ti, Mg, Si, Na, K, освобождавшихся при разрушении решетки биотита и связанных в виде новообразованных минералов, мы пришли бы в общем к тем же результатам, которые были получены в отношении пирита.

Три описанных типа не исчерпывают всего комплекса эпигенетических преобразований, которые протекают в породах угленосной толщи. К числу эпигенетических процессов следует отнести образование карбонатного материала в песчано-гравийных породах.

Карбонатизированные породы довольно часто встречаются в разрезе. Их размерность изменяется в широком диапазоне — от гравелита мелкозернистого до песчаника мелкозернистого. Карбонатный материал представлен неправильными выделениями между обломочными зернами и в массе силикатного цемента или же сам образует цемент породы.

Минералогическое изучение показало присутствие среди новообразованного карбоната следующих минералов: кальцита, анкерита, сидероплезита, сидерита. Наиболее часто встречаются два первых минерала; сидерит и сидероплезит играют второстепенную роль и присутствуют в виде примеси к двум другим минералам.

В большинстве случаев карбонатный материал имеет отчетливую кристаллическую структуру и состоит из неправильных кристаллов размером от нескольких сотых до нескольких десятых миллиметра, выполняющих отдельные поры между обломочными зернами или части пор. В ряде случаев размер таких монокристаллов достигает 2—3 мм, тогда они охватывают несколько обломочных зерен и поровые пространства между ними. Более редки песчаники и гравелиты с микрокристаллическим карбонатом. В них размер отдельных кристалликов не превышает нескольких микрон, а их совокупность образует практически не угадывающую тонкодисперсную массу.

Карбонатное вещество крупнокристаллической структуры состоит, как правило, из двух минералов — кальцита и анкерита; другие карбонатные минералы (сидероплезит и сидерит) фиксируются сравнительно редко. В составе микрокристаллического карбоната установлены кальцит, анкерит, сидероплезит, сидерит. Два первых минерала резко преобладают, а два последних находятся в подчиненных количествах.

Формирование карбонатного материала в песчаниках и гравелитах сопровождалось интенсивной коррозией обломочных зерен и силикатного цемента. В разностях пород, где карбонат образует изолированные выделения в порах, обломочные зерна сравнительно слабо подвергаются замещению. В породах с высоким содержанием карбонатного материала, образующего их цемент, всегда наблюдается интенсивное замещение обломочных зерен, не говоря уже о силикатном цементе.

Этот процесс захватывает зерна самого различного состава: кварц, полевые шпаты, кремнь, обломки пород, биотит. Он развивается обычно с периферии обломочных зерен и лишь в редких случаях захватывает сначала их центральные части, приурочиваясь к трещинам спайности или трещинам раздавливания. На чешуйках биотита новообразованный карбонат представлен всегда высокожелезистыми разностями минералов — сидеритом, сидероплезитом, образующими тонкодисперсную массу. Появление высокожелезистых карбонатов по этому минералу связано с ассимиляцией карбонатным веществом железа, входящего в состав биотита.

Очень показательным взаимоотношением новообразованного карбонатного цемента породы с предшествующим цементом. Наблюдается замещение карбонатом самых различных типов силикатного цемента — гидрослюдистого (первично осадочного), монтмориллонитового, каолинитового и хлоритового, образование которых было связано с переработкой в процессе эпигенеза первичного гидрослюдистого цемента.

В ходе карбонатизации часто можно наблюдать замещение карбонатом новообразований кварца, образующего регенерационные каемочки вокруг обломков того же состава. В случае, если такая оболочка соединяет несколько обломков, замещение нередко не затрагивает ее

и в то же время интенсивно корродирует материал самого зерна (табл. XXIV, 3—4). Подобные соотношения показывают, что возникновение карбонатного материала в породе не связано ни с одним из трех описанных выше типов изменения пород, а происходило на самых различных стадиях эпигенеза — в его самые начальные моменты, когда первичный цемент гидрослюдистого состава еще не подвергся преобразованию, и в более поздние этапы, когда он частично или полностью изменился, дав начало новым глинистым минералам.

В разрезе угленосной толщи породы с карбонатным цементом приурочены обычно к основаниям аллювиальных циклов значительной мощности, залегающих на алевроито-глинистых осадках, или к сравнительно маломощным горизонтам пород озерного генезиса, запечатанных сверху и снизу между пачками алевролитов и аргиллитов.

В первом случае они всегда представлены грубозернистыми разностями (крупнозернистые песчаники, гравелиты), во втором могут иметь и более тонкозернистый состав, вплоть до мелкозернистых песчаников. В обоих случаях карбонатизация происходит также и в алевроито-глинистых породах, подстилающих и покрывающих песчаные и гравийные разности пород.

Формирование карбонатного цемента песчано-гравийных пород в ходе эпигенеза, сопровождаемое интенсивным растворением обломочных зерен и глинистого цемента, должно привести к мобилизации больших количеств SiO_2 и Al_2O_3 . Ни в одном случае не удалось наблюдать формирование силикатных и алюмосиликатных минералов в непосредственной связи с процессами карбонатизации; поэтому естественно предположить, что SiO_2 и Al_2O_3 , так же как и некоторые другие, испытывали миграцию и осаждались в той или иной форме в каких-то других местах.

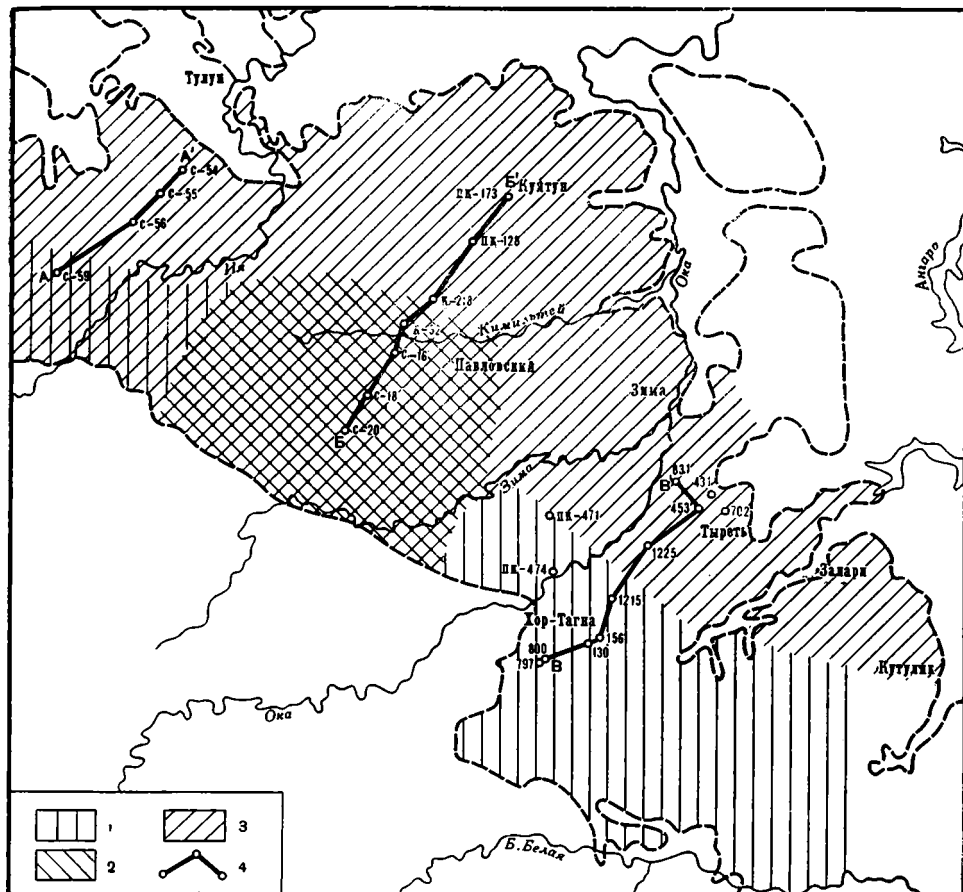
На интенсивное проявление вторичной карбонатизации в некоторых осадочных породах указывают Уолкер (Walker, 1956, 1960, 1962), Дэпплс (1963) и некоторые другие. Первый исследователь подчеркивает, что эти процессы могут явиться важным источником SiO_2 и Al_2O_3 для постседиментационных преобразований осадочных пород.

Распределение типов изменений на площади и в разрезе, некоторые соображения о причинах их проявления

Изучение большого числа разведочных скважин позволило довольно детально проследить распределение описанных типов изменений пород в пределах изученной площади (фиг. 39). Их локализация в разрезе показана на профилях (фиг. 40—42). Изменения первого типа — преобразование биотита в каолинит и в гидрослюда, сопровождаемое регенерацией кварца, замещением полевых шпатов каолинитом и т. д. — установлены в районе р. Ии, а также в междуречье Оки и Белой.

В первом районе эти процессы проявляются лишь в верхних частях толщи мощностью не более 150 м (см. фиг. 40); во втором они установлены в пределах всего разреза мощностью до 300—350 м (см. фиг. 42). В обоих случаях масштабы изменения возрастают в направлении сверху вниз. В соответствии с этим в нижних горизонтах толщи весь биотитовый материал почти полностью исчезает из состава пород, широкое развитие получает регенерация зерен кварца, коррозия полевых шпатов, растворение гранатов и формирование аутигенных минералов железа и титана. При этом новообразования лимонита и лейкоксена приурочены к верхним горизонтам толщи, в то время как пирит и анатаз фиксируются лишь в нижних ее частях.

Процессы преобразования биотита в хлорит, последующий переход последнего в каолинит, сопровождаемые частичным замещением полевых



Фиг. 39. Распределение типов эпигенетических изменений в пределах территории.

1 — районы распространения изменений первого типа; 2 — районы распространения изменений второго типа; 3 — районы распространения изменений третьего типа; 4 — линии профилей

шпатов хлоритом, цеолитизацией обломков средних плагиоклазов (изменения второго типа), наблюдались в окрестностях пос. Павловский¹.

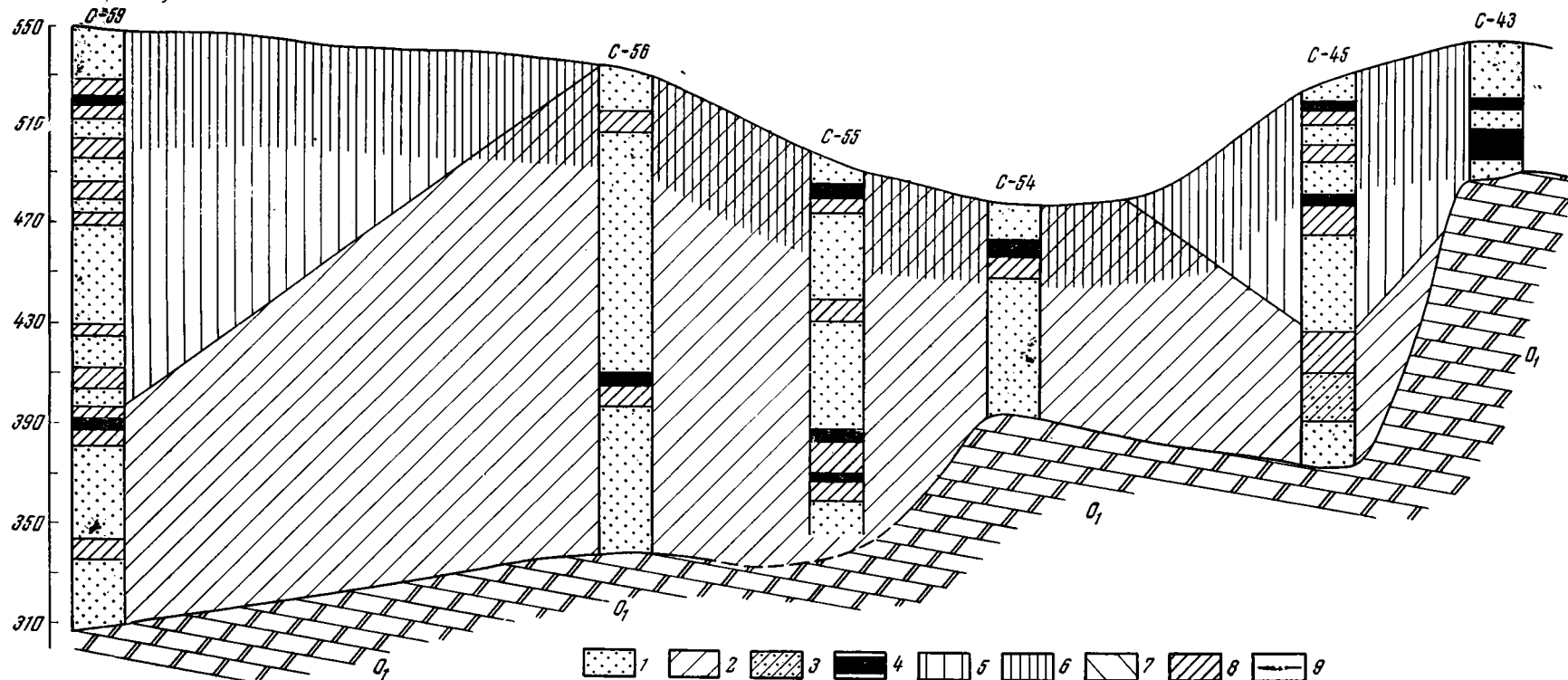
Здесь эти изменения захватывают верхние 200—230 м толщи. Начальные этапы разложения биотита и формирование хлорита не установлены, цемент состоит из каолинита с хорошо выраженной пленочкой хлорита на границе обломочных зерен. Широко развиты зерна хлоритизированных полевых шпатов и цеолитизированных средних плагиоклазов.

Третий тип изменений песчано-гравийных пород (монтмориллонитизация биотитового и гидробиотитового материала, интенсивное замещение монтмориллонитом обломков полевых шпатов и ряда акцессорных минералов) широко развит по всей территории от правобережья Оки на востоке до р. Ии на западе. В пределах отмеченных районов эти процессы либо приурочены к базальным частям толщи мощностью 150—170 м, либо захватывают весь разрез.

В южной части территории горизонты, где развиты эти процессы, перекрыты толщей осадков мощностью 200—230 м; здесь имеют место

¹ Все стадии изменения пород второго типа прослеживаются очень полно за пределами описываемой территории, на правобережье Белой. Приведенная характеристика этих процессов составлена с учетом материалов по этому району.

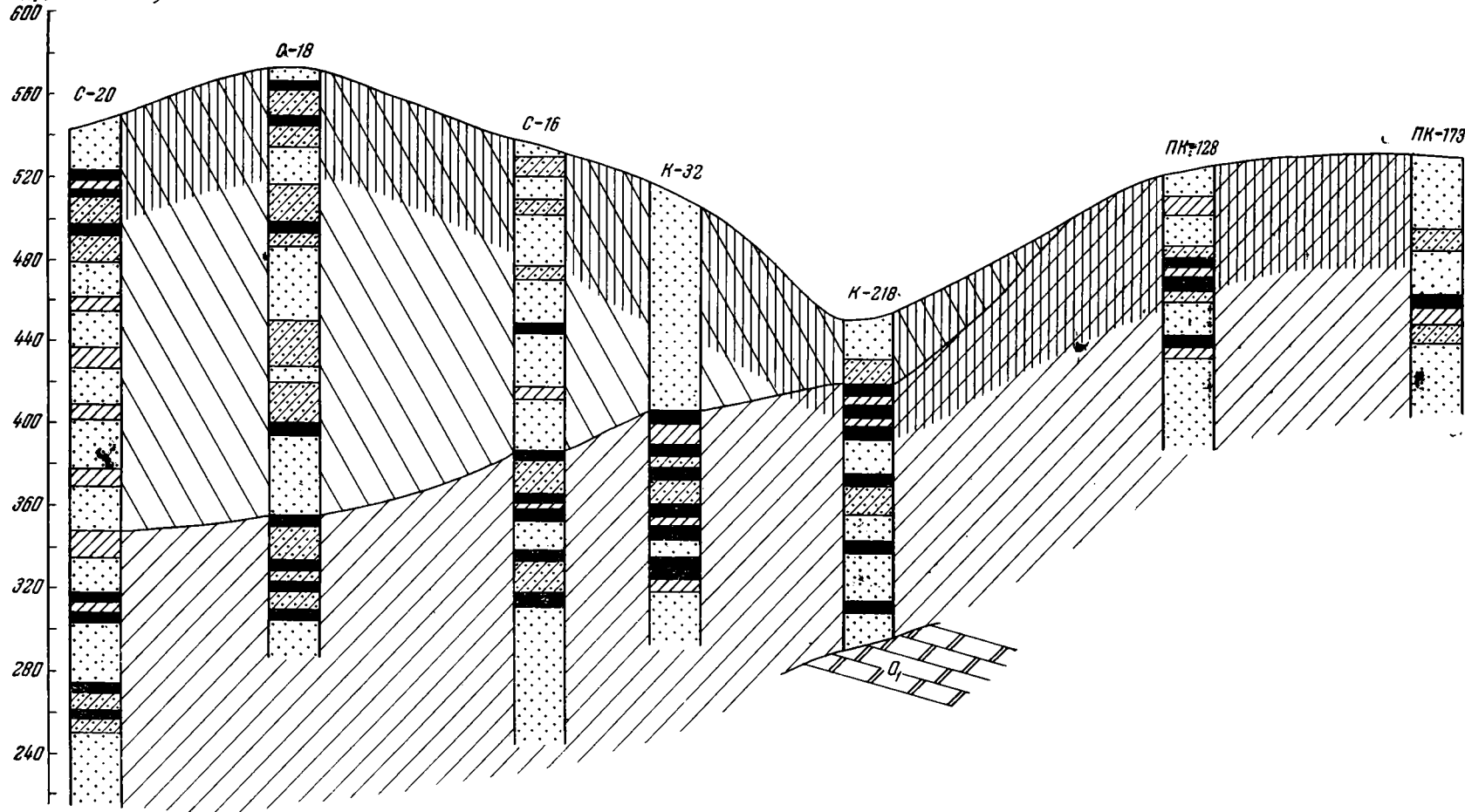
Абсолютн. отм., м



Фиг. 40. Распределение типов эпигенетических изменений по профилю А—А'.

1 — песчаники и гравелиты; 2 — алевролиты; 3 — чередование песчаников и алевролитов; 4 — каменные угли; 5 — первый тип эпигенетических изменений; 6 — поверхностное выветривание; 7 — второй тип эпигенетических изменений; 8 — третий тип эпигенетических изменений; 9 — границы стратиграфических горизонтов

Рельефная отм., м



Фиг. 41. Распределение типов эпигенетических изменений по профилю Б—Б'.

Условные обозначения см на фиг. 40

изменения второго типа. На севере они выведены непосредственно на поверхность. В обоих случаях в верхних частях этих горизонтов (мощностью 60—80 м) почти весь монтмориллонитовый материал подвергся разложению и перешел в каолинит; присутствуют лишь отдельные реликты монтмориллонита в виде тонких каемочек на границе обломочных зерен или крупных монокристаллических образований. В более глубоких частях толщи он хорошо сохранился.

На крайнем западе (скв. С-56) процессы изменения этого типа проявляются уже на глубине 30—40 м ниже современной поверхности. Их интенсивность непрерывно возрастает в направлении сверху вниз по разрезу, что позволяет проследить все стадии преобразования биотита в монтмориллонит.

Все изложенное показывает значительную сложность и пестроту вторичных изменений песчано-гравийных пород на изученной территории. Эта пестрота проявляется в разнообразии типов вторичных изменений, смене одного типа изменений другим на площади и в разрезе. В некоторых случаях один и тот же тип изменений в разных частях территории обладает рядом специфических особенностей.

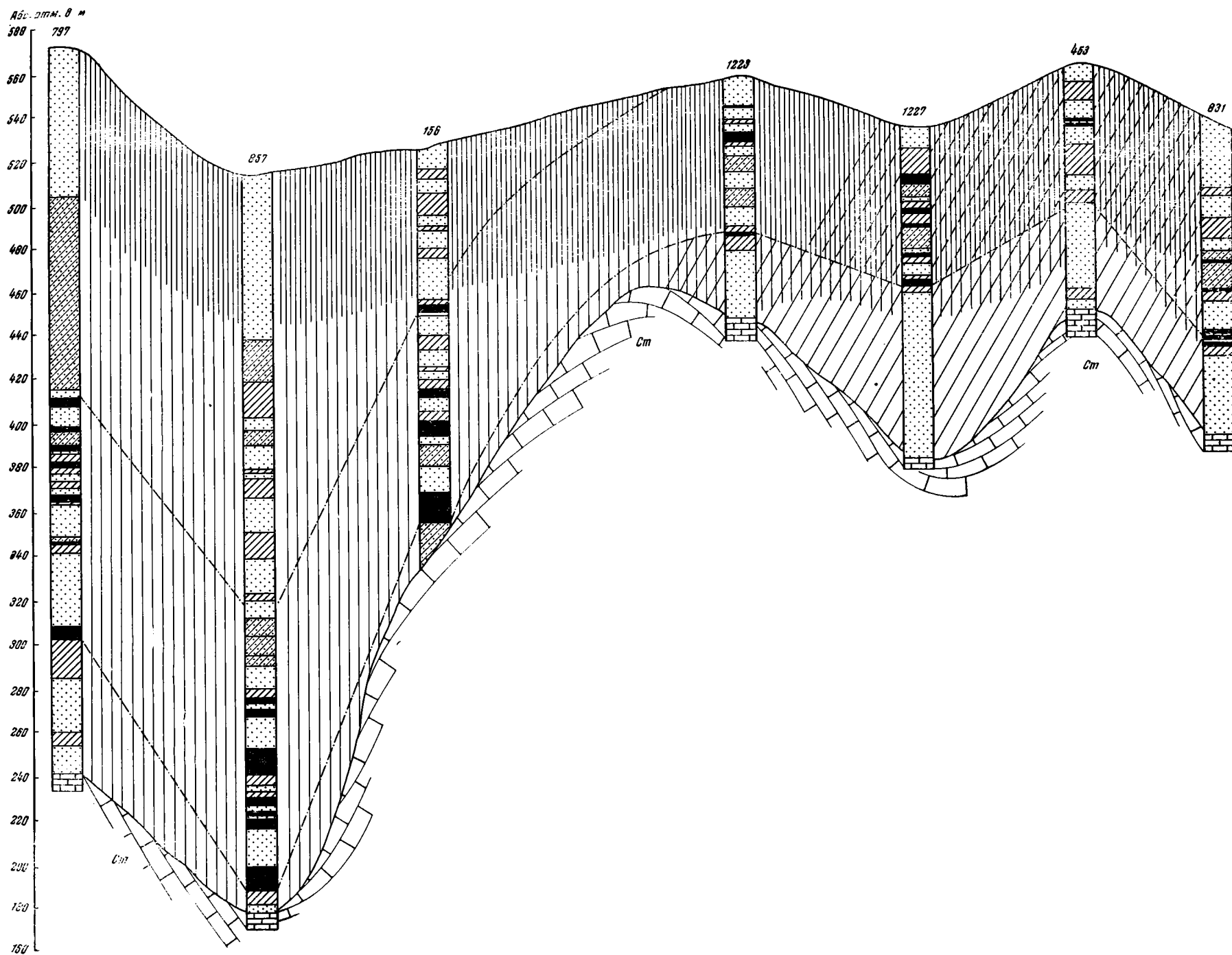
Неравномерность этих процессов проявляется еще и в том, что преобразование каждого из трех типов развиты неодинаково в породах различной размерности: наиболее интенсивны они в гравелитах и крупнозернистых песчаниках, менее интенсивны в среднезернистых песчаниках и слабы в мелкозернистых песчаниках. Среди последних нередко встречаются разности, сохранившие почти без изменений первичный цемент. В разрезе толщи иногда можно наблюдать присутствие крупно- и среднепесчаных разностей пород или даже гравелитов, которые практически не затронуты процессами эпигенетических преобразований, в то время как в смежных частях эти же процессы проявились очень сильно. Положение таких пород очень примечательно: они всегда образуют маломощные прослои, запечатанные сверху и снизу горизонтами алевроито-глинистых пород.

Даже в одной и той же породе процессы эпигенетических преобразований идут с неодинаковой скоростью: в крупных порах весь первичный гидрослюдистый материал полностью изменяется, давая начало новообразованным глинистым минералам, в более мелких порах степень переработки первичного глинистого цемента всегда более низкая.

Выше указывалось, что среди различных факторов, влияющих на характер эпигенетических процессов, исследователи выделяют давление толщи вышележащих пород, температуру, вещественный состав самих пород, фациальные условия их накопления. В данном случае двумя первыми факторами можно пренебречь ввиду сравнительно небольшой мощности угленосной толщи. Пестрый характер этих изменений не может найти объяснение в воздействии температур и давления, изменяющихся в очень небольшом интервале.

Фациальные условия накопления песчано-гравийных пород угленосной толщи изменяются в узких границах: от русла рек до прибрежной части пресноводных озер. С геохимической точки зрения эти условия были, по-видимому, достаточно близкими и не могли привести к возникновению столь различных по своему содержанию эпигенетических процессов. Действительно, изучение разреза показывает, что породы различного генезиса очень часто испытывают изменения одного и того же типа.

Предположим, что все описанные изменения могут быть связаны с различиями вещественного состава самих пород. В этом случае смена эпигенетических изменений одного типа изменениями другого на площади и в разрезе, проявление некоторых специфических особенностей при изменениях одного и того же типа должны были бы коррелировать-



Фиг. 42. Распределение типов эпигенетических изменений по профилю В—В'.
Условные обозначения см. на фиг. 40

ся с определенными изменениями минерального состава пород: присутствием или отсутствием определенных породообразующих и акцессорных минералов, той или иной выветрелостью обломочного материала. Однако, как показывает сравнение границ проявления преобразований каждого из трех типов и границ распределения ассоциаций в разрезе и на площади, такой взаимосвязи не наблюдается. Это заставляет искать другое объяснение особенностей эпигенеза пород угленосной толщи.

Особенности процессов, протекающих при изменениях каждого типа, показывают, что основную роль в их проявлении играет изменяющаяся химическая среда.

Известно, что каждый минерал образуется и устойчив в строго определенных условиях химической среды: при тех или иных значениях щелочности и окислительно-восстановительного потенциала. Поэтому характер процессов аутигенного минералообразования, изменений породообразующих и акцессорных минералов может дать указания на особенности химической среды. Ряд наблюдений такого характера существует в отношении глинистых минералов, цеолитов, минералов двуокиси кремния. Они основаны как на изучении природных процессов, так и на отдельных экспериментальных работах. Считается, что известным показателем химических условий образования минералов (рН среды) является водная суспензия минералов: рН суспензии соответствует в некоторой степени рН среды, в которой они образуются.

Данные о кислотно-щелочных особенностях среды образования минералов, те или иные изменения которых наблюдаются в породах угленосной толщи, и рН их суспензий, полученные из литературных источников, суммированы на фиг. 43.

Известно, что на формирование минералов оказывает влияние не только величина рН среды, но также и ряд других факторов: концентрация растворов, присутствие или отсутствие ряда соединений, не входящих непосредственно в состав решетки продуктов реакции. Роль последнего фактора имеет, по-видимому, весьма существенное значение. Так, Энен (Henin, 1956), производивший синтез глинистых минералов при низких температурах, установил, что степень их окристаллизованности возрастает в присутствии концентрированных растворов NaCl . Д. П. Сердюченко (1952), ссылаясь на работы П. А. Земляченского по искусственному образованию монтмориллонита и некоторые геологические наблюдения, считает, что для образования минералов группы монтмориллонита особенно благоприятствует присутствие иона SO_4^{4-} . Безусловно, дальнейшие работы увеличат число таких наблюдений и позволят с большей полнотой интерпретировать условия образования тех или иных минералов.

Сделаем попытку выяснить на основании приведенных в таблице данных характер среды, в которой развиваются описанные нами типы преобразования песчано-гравийных пород угленосной толщи. Процессам перехода биотита в каолинит, замещения каолинитом полевых шпатов, регенерации кварца (первый тип изменений) наиболее благоприятствует кислая среда — $\text{pH} < 7$. Естественно, что формирование лимонита будет развиваться в окислительных условиях, а формирование пирита — в восстановительных.

Процессам перехода биотита в монтмориллонит (третий тип изменений) должна соответствовать относительно слабощелочная среда — $\text{pH} 7-9$. В этих условиях может найти удовлетворительное объяснение замещение монтмориллонитом обломков полевых шпатов. Широкое развитие пирита указывает на восстановительный характер среды.

Образование железисто-магнезиальных хлоритов, появление цеолитов (начальные этапы второго типа изменений пород), по-видимому, происходят при довольно высоких значениях рН — примерно 9 и выше.

Минерал		Значения pH						Литературный источник
		5	6	7	8	9	10	
Пирит		1	1	1	1			Г.И. Бушинский (1954)
Каолинит		1	1	1				И.И. Гинзбург (1953) М.Ф. Викулова (1957)
Оксиды и гидро- оксиды железа		1	1	1				И.И. Гинзбург (1946) (1953)
Лимонит			1	1	1			Маршак (1950)
SiO ₂ - минимальная растворимость		1	1	1	1	1		Е.И. Соколова и др. (1954)
Опал				1	1			Маршак (1950)
Хлорит (амезит и близкие к нему)				1	1			И.И. Гинзбург (1946, 1953)
Ортохлориты						1	1	— " —
Монтмориллонит				1	1	1		И.И. Гинзбург (1953) Маршак (1950)
Микроклин				1	1			Маршак (1950)
Олигоклаз				1	1			Он же
Лабрадор					1	1		— " —
Роговые обманки					1	1		— " —
Цеолиты					1	1	1	Сортс (1959) Маршак (1950)
Биотит						1	1	И.И. Гинзбург (1946, 1953)
Типы изменений	I		3	3				
	II			3	3	3		
	III			3	3	3		



Фиг. 43. Значения pH образования минералов и pH суспензий.
1 — pH образования минералов; 2 — pH суспензий минералов; 3 — возможные границы pH для различных типов изменений пород

Последующие стадии изменений этого типа, в ходе которых происходит разложение железисто-магнезиального хлорита с образованием сначала безжелезистых хлоритов, а затем и каолинита, разложение цеолитов, осуществляется, по-видимому, при понижении pH до 7 и ниже, вплоть до кислой реакции среды. В обстановке, когда pH еще достаточно высоко (>9), может произойти удаление из пород кремнезема, освобождающегося при образовании каолинита за счет хлорита.

В попытке объяснения главнейших особенностей вторичных изменений пород и их приуроченности к определенным районам бассейна и определенным частям разреза было обращено внимание на материалы по гидрогеологии и гидрохимии подземных вод, насыщающих юрскую угленосную толщу.

Как показали гидрогеологические исследования, проведенные в ос-

новном работниками Иркутского геологического управления, в разрезе угленосных отложений можно выделить несколько основных типов подземных вод.

1. Гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды с невысоким содержанием щелочных элементов (ионы Na^+), а также ионов SO_4^{2-} , Cl^- , как правило, слабоминерализованные (минерализация до 1 г/л). Они обнаруживают слабокислую реакцию — рН равно 6,5—6,8. В некоторых случаях содержание иона SO_4 в них равноценно содержанию иона HCO_3^- или даже несколько больше. В последнем случае тип воды изменяется — из гидрокарбонатной она переходит в сульфатно-гидрокарбонатную или гидрокарбонатно-сульфатную.

2. Сульфатные кальциево-магниевые воды, иногда с повышенным содержанием иона Na^+ . Их минерализация колеблется от 2—3 до 10 г/л; величина рН достигает 7,5—7,8.

3. Гидрокарбонатные натриевые пресные (минерализация до 1 г/л) воды. Определение рН дает значения порядка 7,5—7,8. Однако присутствие в ряде случаев иона CO_3^{2-} в заметном количестве (до 30—45 мг/л) совершенно однозначно указывает на значительно более высокую щелочность среды (порядка 8—9).

Формирование современных подземных вод, насыщающих юрскую угленосную толщу, по мнению большинства гидрогеологов, занимавшихся их изучением (Зайцев, 1958; Ломоносов, 1959; Пиннекер, 1958), является результатом сложного взаимодействия поверхностных атмосферных вод, выщелачивающих юрские породы, и вод из подстилающих юру отложений кембрия и силура.

Так, появление в ряде районов в составе юрской толщи сульфатных кальциево-магниевых вод связано в основном с притоком их из гипсоносных отложений нижнего кембрия, подстилающих здесь непосредственно юрские отложения.

Сопоставление распределения типов вторичных изменений песчано-гравийных пород с типами подземных вод позволило выявить весьма интересные ассоциации. Было установлено, что каждому типу изменений пород соответствует определенный тип подземных вод, насыщающих породы. Так, изменения первого типа, с образованием каолинита за счет биотита и полевых шпатов, регенерацией кварца, развиваются в тех районах и тех частях разреза, где широко представлены гидрокарбонатные кальциево-магниевые низко- или высокосульфатные, слабокислые воды. При низком содержании сульфат-иона в ходе изменений происходит формирование аутигенного лимонита. В частях разреза, где содержание иона SO_4^{2-} высокое, и где часто в составе воды присутствует сероводород, формируется пирит.

Изменения второго типа локализуются в районах и частях разреза, где развиты подземные воды с резким преобладанием в их катионной части иона Na . Гидрогеологические данные здесь очень скудные. Единичные скважины и наблюдения за колодцами указывают на присутствие в юрских породах богатых натрием хлоридных и гидрокарбонатных подземных вод, однако особенности их химического состава и характер гидрохимической зональности здесь не выяснен. В некоторых смежных районах (окрестности пос. Ныгда), где установлены такие же изменения пород угленосной толщи, гидрокарбонатно-натриевые воды имеют слабощелочную реакцию и приурочены к верхним частям разреза. Хлоридно-натриевые воды располагаются ниже и обнаруживают нейтральную или даже слабокислую реакцию. Это дает основание предполагать, что и в районе пос. Павловский гидрокарбонатно-натриевые воды являются также слабощелочными, а хлоридно-натриевые — слабокислыми.

Третий тип изменений тесно связан с сульфатными кальциево-магниевыми слабощелочными водами. Как правило, воды этого типа при-

урочены к базальным горизонтам разреза. Их широкое площадное развитие установлено большим числом гидрогеологических скважин к северу от пос. Павловский. Отдельные скважины констатируют их присутствие и в других районах и частях разреза, где известны проявления изменений этого типа.

Подобные соотношения между характером вторичных преобразований, наблюдаемых в породах, и современной гидрохимией подземных вод, насыщающих последние, по-видимому, далеко не случайны. По своим особенностям (величине pH, составу в каждом конкретном случае) подземные воды довольно близки к той среде, которую следует предполагать на основании наблюдаемых минеральных преобразований. Это заставляет считать, что подземные воды, насыщающие породы, в какой-то мере и являются той химической средой, которая вызывает те или иные их изменения. С этих позиций находит удовлетворительное объяснение отмечавшаяся выше неравномерность эпигенетических процессов в песчано-гравийных породах различных структурных типов, более слабое проявление этих процессов в тонкозернистых породах по сравнению с более крупнозернистыми. Главная причина, по-видимому, в различной проницаемости пород для подземных вод: в породах с более высокой проницаемостью (гравелитах, крупнозернистых песчаниках), где циркуляция подземных вод идет более интенсивно, все явления эпигенеза проявляются наиболее полно. Подобное же объяснение может найти и интенсивное проявление процессов эпигенеза в более крупных породах одной и той же породы по сравнению с менее крупными.

Естественно, что те пачки песчано-гравийных пород, которые были запечатаны между горизонтами непроницаемых или слабопроницаемых алевролитов и аргиллитов, практически не испытали химического преобразования в эпигенезе. Последнее выразилось в них лишь в уплотнении, снижении пористости, т. е. в тех процессах, которые протекали в эту стадию в самих алевролитах и глинах.

Возникновение новообразованных карбонатных минералов в песчано-гравийных породах, по-видимому, было тесно связано с деятельностью подземных вод. Об этом свидетельствует не только приуроченность этого явления к наиболее проницаемым разностям пород, какими являются песчаники и гравелиты, при отсутствии или очень слабом развитии в алевроито-глинистых, но также значительное перераспределение материала, которое происходило в результате этих процессов. Последнее обстоятельство неизбежно предполагает перемещение самих подземных вод.

Растворение алюмосиликатов и осаждение карбонатов при формировании карбонатного цемента, происходило, по-видимому, при изменении физико-химических особенностей подземных вод. Корренс, одним из первых рассмотревший этот вопрос, связывал растворение SiO_2 и осаждение CaCO_3 с повышением pH, основываясь на установленной им зависимости повышения растворимости SiO_2 с увеличением pH; как известно, карбонаты обнаруживают обратную зависимость (Correns, 1950).

Однако работы ряда исследователей (Alexander, Neston, Iler, 1954; Okamoto, Okura, Goto, 1957) показали, что значительное увеличение растворимости с увеличением pH имеет место только при значениях $\text{pH} > 9$, т. е. в условиях, которые в геологической обстановке встречаются довольно редко. Не исключена возможность, что этим процессом руководят какие-то другие факторы, не известные до настоящего времени исследователям.

При выяснении причин проявления эпигенетических изменений песчано-гравийных пород и их приуроченности к определенному типу подземных вод мы опирались целиком на современные гидрогеологические данные. Возникает вопрос, насколько полно современный состав под-

земных вод, насыщающих угленосную толщу, соответствует составу их для более ранних этапов, когда имели место эти изменения.

Несомненно, полного совпадения нет, однако можно сказать достаточно определенно, что возникновение гидрохимической обстановки, существующей в настоящее время в пределах Иркутского бассейна, связано с факторами, действие которых сказывалось очень сильно на протяжении всей истории существования угленосных отложений.

В нашем распоряжении в большинстве случаев отсутствуют данные о том, в какой момент послеюрской истории сформировался тот облик пород, который мы наблюдаем в настоящее время. Наиболее вероятно, что он является результатом весьма сложного развития пород, в течение которого те или иные изменения наступали одновременно, сменяли друг друга, следуя за изменениями химической среды их существования. Отдельные этапы могли выпасть из геологической летописи процессов преобразования пород, и до нас дошли лишь их суммарные результаты.

ВЫВЕТРИВАНИЕ

Специального изучения процессов выветривания автором не проводилось, однако в ходе исследований эпигенетических преобразований песчано-гравийных пород наблюдались такие их изменения, которые могли быть связаны только с процессами поверхностного выветривания.

В самом деле, в песчано-гравийных породах, залегающих на глубинах не свыше 80—100 м от поверхности, часто можно наблюдать интенсивное разложение неизмененного гидрослюдистого цемента, а также ранее сформированных монтмориллонитового и хлоритового цементов с замещением их каолинитом, каолинизацию полевых шпатов, обломков пород, гидратацию и переход в каолинит чешуек биотита, мусковита. Новообразованный каолинит, как правило, состоит из мелких вермикулитоподобных образований. Преобразование цемента всегда начинается из центра поры и лишь по мере развития процесса захватывает периферические участки поровых пространств. Одним из продуктов преобразования гидрослюд и монтмориллонита в каолинит является лимонит, выделения которого в изобилии встречаются в массе новообразованного каолинита.

По содержанию минералогических преобразований процессы выветривания очень близки к первому типу эпигенетических изменений. Но в отличие от последних их интенсивность возрастает в направлении к современной поверхности, а нижняя граница проявления выветривания следует за линией рельефа. Последнее хорошо видно на профилях, где приводится распределение типов эпигенетических изменений по разрезу толщи.

В настоящее время достаточно четко установлено, что главной причиной поверхностного выветривания во всех случаях являются грунтовые воды, инфильтрирующие с поверхности в толщу пород. Гидрогеологические наблюдения в пределах центральной части бассейна показывают, что во всех районах непосредственно с поверхности и до глубины около 100 м развиты гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией ниже 1 г/л. Как видим, они по своему характеру очень близки к гидрокарбонатным кальциевым водам, с воздействием которых на породы связано проявление эпигенетических изменений первого типа. Это обстоятельство и обуславливает значительное сходство процессов выветривания с эпигенетическими преобразованиями этого типа. Сам факт сходства, в свою очередь, подтверждает правомерность вывода о том, что основным фактором, обусловившим различное проявление эпигенеза песчано-гравийных пород в различных частях разреза и различных районах территории, является циркуляция в породах, неодинаковых по составу подземных вод.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УГЛЕННОЙ ТОЛЩИ

Уже простое перечисление фаций и характеристика циклов, приведенные ранее, показывают, что формирование угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна осуществлялось в континентальных условиях при широком распространении рек, крупных и мелких озер, болот, участков, где происходило накопление элювия, делювия и пролювия.

При воссоздании древней палеогеографии и построении палеогеографических карт всегда встает вопрос о надежных возрастных границах. Этот вопрос особенно остро стоит при изучении немых толщ. Выше указывалось, что каждый мезоцикл на всей территории представляет по существу разновозрастное образование и может рассматриваться как стратиграфическая единица разреза. Поэтому естественно было бы попытаться выявить особенности палеогеографии для времени каждого мезоцикла.

В основу построения палеогеографических карт положен принцип выделения зон с преобладанием или даже исключительным развитием в мезоцикле осадков определенного фациального состава. В соответствии с этим на картах выделяются: 1) зоны с преобладанием руслового аллювия крупных равнинных рек (литогенетические типы АРК-1, АРК-2, АРК-3), составляющего не менее 50% разреза мезоцикла; 2) зоны с содержанием руслового аллювия крупных равнинных рек в количестве от 50 до 25% разреза мезоцикла; 3) зоны с преобладанием среди отложений мезоциклов русловых осадков мелких рек и протоков (типы АРП-1 и АРП-2); 4) зоны с преобладанием озерных, озерно-болотных и болотных отложений; 5) зоны с преобладанием пролювиальных осадков; 6) зоны с преобладанием делювиально-элювиальных осадков.

К сожалению, лишь три нижних мезоцикла установлены почти на всей территории; осадки более высоких частей разреза присутствуют только в присаянской ее части, а в остальных районах они размыты. Поэтому палеогеографические карты только трех первых мезоциклов достаточно полно характеризуют условия осадконакопления на всей территории. Карты для более поздних отрезков времени достоверны лишь для районов, где известны соответствующие осадки, а для других частей территории мы можем только сделать в той или иной степени аргументированные предположения.

Наши палеогеографические реконструкции заметно отличаются от палеогеографических построений, произведенных для этой территории или ее отдельных частей А. В. Ильяхиной (1960), Н. В. Виниченко, В. С. Борисовым, С. А. Кашиком и др. (1963). Эти отличия связаны, по-видимому, с тем, что названные авторы уделили недостаточно вни-

мания детальному фациальному анализу и изучению вещественного состава пород угленосной толщи.

Рассмотрение палеогеографии накопления осадков, естественно, удобнее всего начать с наиболее ранних этапов, т. е. со времени, соответствующего первому мезоциклу.

Первый мезоцикл. Анализ фациального состава осадков первого мезоцикла показывает, что на большей части территории в нем резко преобладает русловый аллювий крупных равнинных рек. На крайнем юге, в районе пос. Хор-Тагна, намечается небольшая зона развития пролювиальных осадков. Существовали три древние возвышенности, на поверхности которых преобладали процессы размыва, а не аккумуляции. Из них самая северная по своему положению и очертаниям довольно близко соответствует Тулунскому поднятию, нашедшему свое выражение на структурно-тектонической карте. Юго-восточная палеовозвышенность, самая крупная, частично соответствовала современному Черемхово-Тагнинскому поднятию. За этими двумя палеовозвышенностями мы сохраним наименование тектонических поднятий, которым они в той или иной степени соответствуют.

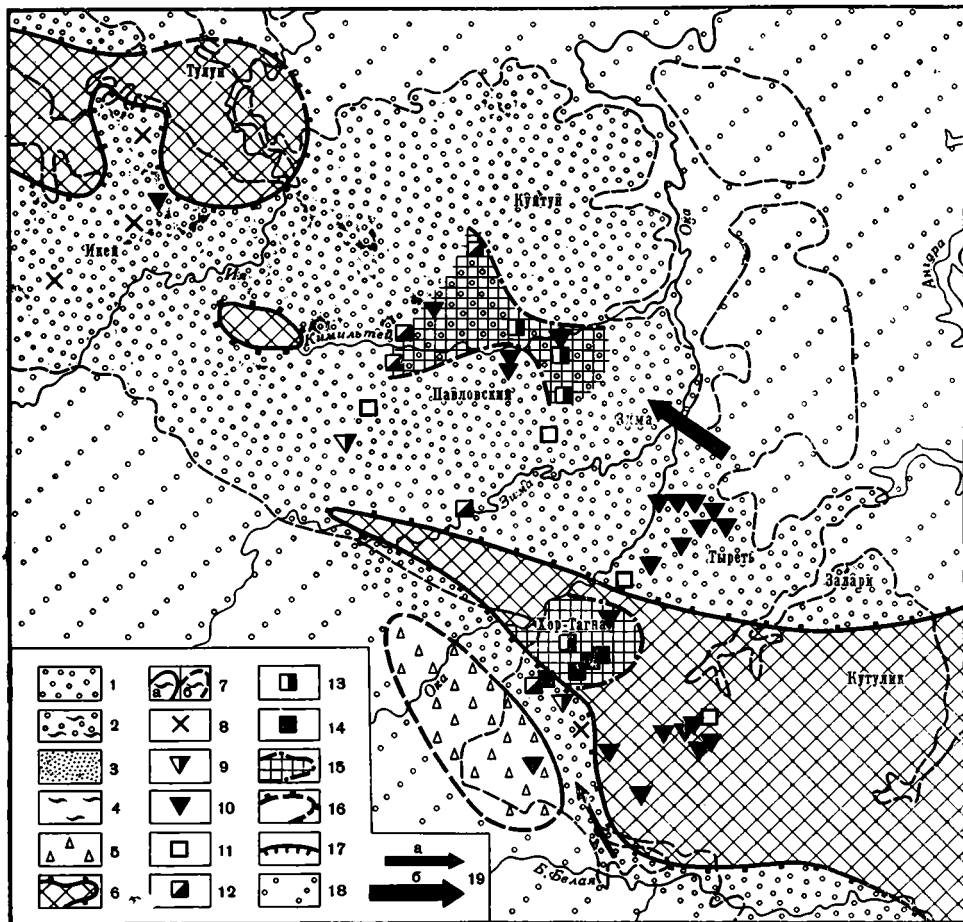
Небольшое поднятие древнего рельефа существовало в верховьях р. Кимильтей. Оно получило наименование Кирейской палеовозвышенности. Местоположение всех трех возвышенностей и распределение основных фациальных типов осадков на протяжении времени формирования первого мезоцикла показано на фиг. 44.

По существу, в это время большая часть территории была занята долиной крупной реки пра-Ангара¹, имевшей субширотное простираание и уходившей, с одной стороны, далеко на восток, в пределы северной части Прииркутской впадины, а с другой,—на запад, в направлении к Канско-Ачинскому бассейну. На юге борт долины проходил по северному склону древней Черемхово-Окинской возвышенности, а на севере он располагался за пределами современной границы развития угленосных осадков. Как видно из карты, последняя удалена от северного склона Черемхово-Окинской палеовозвышенности на 90—100 км; если учесть, что это расстояние составляет лишь часть прежней долины, то мы получим достаточно красноречивое указание на значительность ее размеров.

В районе г. Тулуна древняя долина разделялась крупной Тулунской палеовозвышенностью на два самостоятельных рукава. Южный рукав, в свою очередь, делился Кирейской возвышенностью на два еще более узких. О размерах северного рукава долины мы не имеем никаких данных. Осадки, выполнявшие его, были уничтожены эрозией в послелюрскую эпоху; на его существование указывают песчано-гравийные осадки, развитые по северному склону бывшей Тулунской палеовозвышенности.

На юге в эту обширную долину впадал приток меньших размеров. Песчано-гравийные осадки, выполнявшие его долину, протягиваются приблизительно в направлении с юго-востока, от района пос. Нижняя Иреть, на северо-запад, до левобережья р. Зимы. Северным бортом долины здесь служил южный склон Черемхово-Тагнинской палеовозвышенности. Южный борт долины удастся наметить в окрестностях пос. Хор-Тагна благодаря присутствию здесь пролювиальных осадков, слагающих мезоцикл. В остальных участках ее южный борт располагается за пределами современного контура угленосных отложений. Ширина этой долины близ пос. Хор-Тагна около 10 км; по-видимому, примерно такую же ширину имела долина и в других своих частях. Наличие мощной пачки пролювиальных осадков по южному борту этой долины, по-

¹ Существование крупной реки, ориентированной в направлении с юго-востока на северо-запад, для этого времени было установлено впервые П. П. Тимофеевым. Он же предложил для нее название пра-Ангара.



Фиг. 44. Схематическая палеогеографическая карта территории во время формирования осадков первого мезоцикла.

1 — участки с резким преобладанием среди осадков руслового аллювия крупных рек; 2 — участки, где русловой аллювий крупных равнинных рек составляет менее 50% разреза; 3 — в разрезе преобладает аллювий малых рек; 4 — в разрезе преобладают озерные отложения; 5 — участки накопления пролювия; 6 — области поднятий; 7 — границы ландшафтных зон: а — установленные, б — предполагаемые. Суммарная мощность угольных пластов (в м): 8 — 0; 9 — от 0 до 1; 10 — от 1 до 3; 11 — от 3 до 4; 12 — от 4 до 6; 13 — от 6 до 8; 14 — от 8 до 12. 15 — зоны с максимальной угленосностью; 16 — границы поднятий после их захоронения; 17 — современная граница распространения осадков; 18 — области предполагаемого накопления угленосных отложений; 19 — направление течения древних рек: а — основных, б — второстепенных

видимому, указывает на близость возвышенности, поставлявшей плохо сортированный пролювиальный материал.

В начале времени накопления осадков первого мезоцикла реки, протекавшие в каждой из долин, отличались быстрым течением, переносили и отлагали довольно грубозернистый обломочный материал. Об этом говорят особенности гранулометрического состава пород: широкое развитие крупнопесчаных и мелкогравийных разновидностей пород, нередко обогащенных включениями мелких галек. В пристрежневой части древних русел иногда происходило формирование крупных линз конгломератов. Интенсивная миграция рек псперек долин сопровождалась частичным размывом ранее отложившихся аллювиальных осадков. Именно поэтому среди пород нижних частей мезоцикла так часто наблюдаются границы размыва.

На поздних этапах рассматриваемого отрезка времени скорости течения уменьшились и реки стали переносить более тонкообломочный материал. В конце этого времени на всей территории развиваются процессы заболачивания, захватившие как бывшие аллювиальные долины, vyplненные к этому времени аллювиальными осадками, так и разделявшие их возвышенности. В эти моменты здесь наряду с торфяными болотами существовали небольшие озерные водоемы, мелкие речки с медленным течением, а на отдельных участках и крупные водные артерии.

На поверхности Черемхово-Тагнинской и Кирейской палеовозвышенностей возникновению болот предшествовали элювиально-делювиальные процессы. Их продукты сохранились по покровам болотных и озерно-болотных осадков в виде карбонатно-кремнистой брекчии.

Заболачивание и возникновение торфяников не были строго одно-возрастными на всей площади. Даже в близком расположенных участках процессы начинались и заканчивались разновременно, нередко прерываясь накоплением осадков иного генезиса. Это привело к появлению в верхней части мезоцикла нескольких угольных пластов, значительно изменяющихся в плане по строению и мощности. Лишь на ограниченных участках формировались мощные угольные пласты простого строения.

В расположении зон высокой угленосности наблюдаются определенные закономерности. На фиг. 44 изображены участки с различной суммарной мощностью угольных пластов мезоцикла. Зона наиболее высокой угленосности приурочена к окрестностям пос. Хор-Тагна. Здесь общая мощность пластов достигает 8—12 м, причем в каждой из скважин присутствует не более двух-трех пластов. Довольно значительной (до 6 м) оказывается суммарная мощность угольных пластов в окрестностях пос. Павловский. Во всех остальных районах она, как правило, ниже, хотя иногда возрастает до 4—5 м. В районах с низкой угленосностью присутствует ряд маломощных пластиков и пропластков угля.

К началу формирования угленосной толщи поверхность палеозойских пород имела очень неровный рельеф. Здесь существовал ряд возвышенностей и впадин. Три самых крупных возвышенности уже были отмечены выше. Разделяющие их пространства, в свою очередь, состояли из мелких впадин и поднятий. И те, и другие хорошо фиксируются в районах с густой сетью разведочных скважин. Иногда можно хорошо оконтурить эти неровности. Мелкие впадины обычно приоткрыто изгибаются в плане, нередко раздваиваются, ширина их изменяется от нескольких сотен метров до первых километров. По своему происхождению они представляют, по-видимому, русла мелких рек, существовавшие здесь в начальные моменты юрского осадконакопления. Эрозионное происхождение имели, несомненно, и другие мелкие неровности палеозойского основания угленосной толщи.

Тулунская и Черемхово-Тагнинская палеовозвышенности были, по-видимому, эрозионно-тектонического происхождения. В этих районах имели место тектонические поднятия, обуславливавшие отклонение русел рек в смежные участки. Контурные возвышенностей в каждый момент определялись совокупным действием тектонических факторов, ходом процессов эрозии и аккумуляции.

Об эрозионно-тектоническом происхождении этих двух палеовозвышенностей свидетельствуют следующие факты.

1. Возвышенности сложены слабоустойчивыми к эрозии породами (рыхлыми песчаниками ордовика — Тулунская, карбонатными породами — Черемхово-Тагнинская). Эти же породы слагают и разделяющие их впадины.

2. Каждая из возвышенностей совпадает с брахиантиклинальными поднятиями, углы наклона слоев на крыльях которых составляют 5—10° и более.

3. Имеющиеся данные указывают на слабое воздымание осевой зоны — Черемхово-Тагнинской антиклинали — и в настоящее время (Воскресенский, 1956).

4. Петрографический состав углей первого мезоцикла, развитых на поднятиях или на склонах, специфичен. Это преколлиниты и коллиниты, т. е. разности, формирование которых происходило в обстановке относительно тектонического покоя. По окраинам палеовозвышенностей преобладают теллиниты и посттеллиниты — петрографические типы, формирование которых протекало на участках с большими скоростями погружений (Тимофеев, 1963а).

Разрез угленосной толщи в районе Кирейской палеовозвышенности, не изучался, поэтому мы не имеем оснований судить о ее генезисе.

Карта распределения терригенно-минеральных ассоциаций для ранне-черемховского времени (см. фиг. 32) хорошо согласуется с характером древнего ландшафта. Действительно, область распространения пород второй ассоциации приурочена к северной аллювиальной долине, а контуры распространения пород третьей ассоциации хорошо укладываются в рамки южной долины.

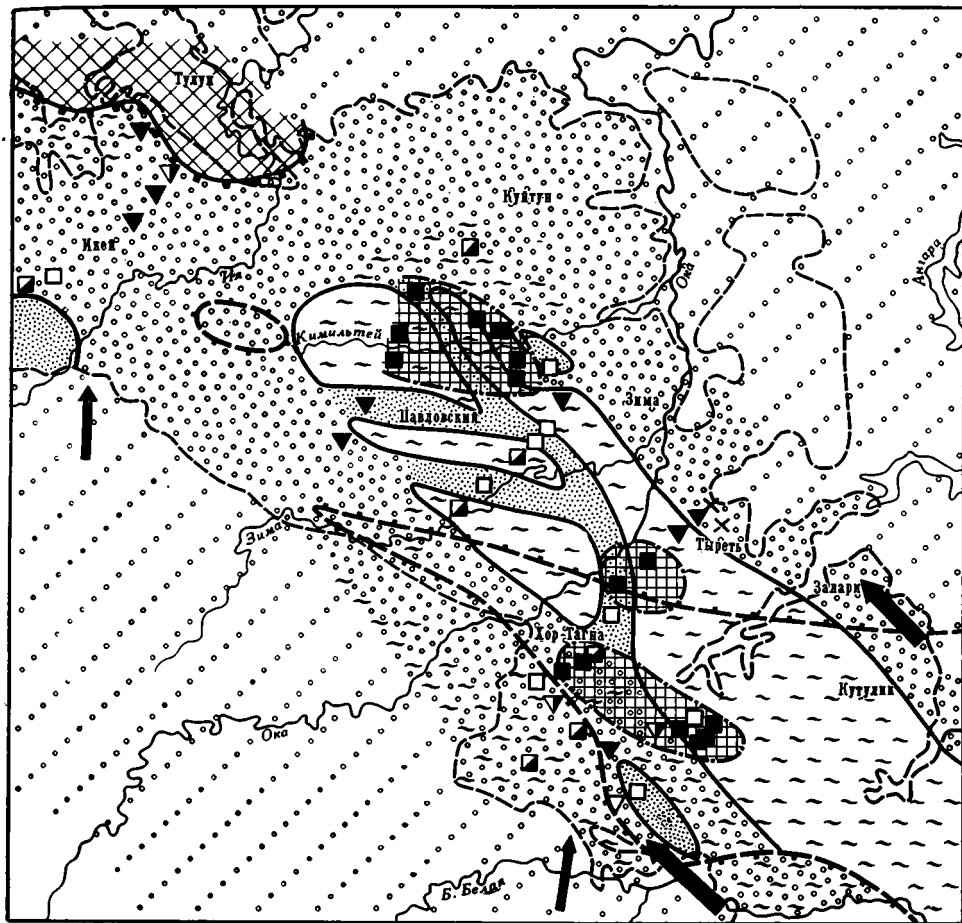
На фиг. 32 показано, что на участках, прилежащих к Тулунской палеовозвышенности, горизонты толщи, относящиеся к этому мезоциклу, сложены породами первой ассоциации, характеризующейся присутствием мономинеральных кварцевых песков. Ее появление здесь было связано с размывом Тулунской палеовозвышенности небольшими реками. Долиной одной такой реки является, по-видимому, своеобразный залив, проникающий в палеовозвышенность с юга.

Второй мезоцикл. Главной особенностью ландшафта для времени второго мезоцикла является существование двух крупных и достаточно близких по размеру аллювиальных «долин» (северной и южной), в пределах которых происходило преимущественное накопление русловых осадков. Зона, разделявшая их, служила своеобразным водоразделом и характеризовалась почти полным отсутствием осадков руслового аллювия крупных равнинных рек (фиг. 45). Обе долины были ориентированы в направлении с юго-востока на северо-запад. Они начинались далеко на юго-востоке, за пределами территории, а в верховьях р. Кимильтей сливались и уходили далее на северо-запад.

Можно наметить лишь один из бортов каждой долины, прилежащий к разделяющему их водоразделу. Юго-западный борт южной долины и северо-восточный борт северной располагались за пределами современных границ распространения угленосной толщи. Обе долины по своему положению в некоторой степени соответствуют долинам времени формирования осадков первого мезоцикла. Однако южная долина значительно превосходит по своей ширине такую же долину времени формирования осадков первого мезоцикла. Это увеличение связано с перемещением ее бортов в направлении на северо-восток и юго-запад.

Южный борт северной долины сместился несколько к северо-востоку. Тулунская палеовозвышенность продолжала существовать как положительная форма древнего рельефа лишь в течение первой половины времени второго мезоцикла, хотя размеры ее значительно сократились за счет погребения склонов под толщей осадков. Возможно, она еще продолжала разделять северную долину на два самостоятельных рукава в начальные моменты этого времени, а во второй половине второго мезоцикла была полностью перекрыта осадками.

Реки, протекавшие в пределах обеих долин, обладали более спокойным течением, чем в предшествующий этап. В северной долине происходило отложение средне- и крупнопесчаного хорошо сортированного материала при весьма ограниченном содержании гравийного и галечникового. Река, дренировавшая южную долину, отличалась более вы-



Фиг. 45. Схематическая палеогеографическая карта территории во время формирования осадков второго мезоцикла.

Условные обозначения см. на фиг. 44

сокими скоростями течения, она переносила и отлагала как средне- и крупнопесчаный, так и мелкогравийный материал. Однако и здесь включения гальки, не говоря уже о самостоятельных прослоях конгломератов, не встречены. В обеих реках скорости течения и соответственно размерность переносимого обломочного материала падали с течением времени, что отражало процесс пенеппленизации региона и смену восходящих тектонических движений начала мезоцикла более интенсивными погружениями его конца.

Весьма специфичной была седиментация в пределах зоны, разделявшей обе долины. Здесь имели широкое развитие мелкие озерные водоемы, болота и небольшие быстро заболачивающиеся речки, представлявшие ответвления крупных рек. Наиболее крупные из них изображены на карте (см. фиг. 45). В этой же части территории существовали крупные болотные массивы, где накапливались мощные пласты торфа.

На фиг. 46 приведен разрез, позволяющий сопоставить особенности процесса осадконакопления в центральных частях древних долин, где устойчиво существовало русло, и на их периферии, куда русло проникало очень редко. Этот разрез представляет собой часть фациально-циклического профиля, изображенного на фиг. 16. Разрез пересекает территорию водораздела и долин рек.

В южной части этого профиля (см. фиг. 46) скв. 156, 130 и отчасти 857 характеризуют обстановку осадконакопления в зоне, близкой к водоразделу, а скв. 800 и 797 — в зоне устойчивого и продолжительного существования русла. В тех участках, которые вскрыты тремя первыми скважинами, процесс торфонакопления приходит очень быстро на смену накоплению русловых песчано-гравийных осадков. Мощности торфяников, существовавших здесь, значительны, если учесть, что угольные пласты составляют лишь небольшую часть мощности былых торфяников, подвергшихся последующему уплотнению. На участке, где расположены скв. 797 и 800, длительное время существовали процессы аллювиального осадконакопления. В скв. 800 наступившее вслед за этим торфонакопление было крайне непродолжительным, а в скв. 797, по-видимому, отсутствовало совершенно, здесь дело ограничилось накоплением мало-мощного горизонта озерно-болотных осадков. Позднее на этом участке вновь появилось русло реки, в котором сформировалась пачка песчано-гравийных осадков.

В скв. 857, 130 и 156 этому новому аллювиальному горизонту соответствует прослой алевритовых и песчано-алевритовых осадков, представляющих отложения заболачивающегося водоема или небольшой речки. Здесь терригенные осадки быстро сменялись торфяником, достигавшим значительной мощности. В скв. 797 формирование торфяника началось позже. В соответствии с этим его мощность оказалась меньше, чем на смежном участке, а мощность аллювиальных осадков выше. В зоне скв. 800 образования торфяника в этом интервале не происходило, здесь существовал небольших размеров речной проток, где отлагался алевритовый и песчаный материал.

Сходные соотношения наблюдаются и в северной части (скв. 431 и 460). Здесь накапливались русловые осадки крупных равнинных рек, торфонакопление было ограничено и приурочено к концу времени формирования осадков мезоцикла.

В центральной части профиля (скв. 1227, 1225, 1223, 1215) накапливались преимущественно озерные и озерно-болотные осадки, происходило формирование торфяников, а аллювий был представлен в основном русловыми осадками малых рек.

Распределение угленосности второго мезоцикла на площади приведено на фиг. 45. В целом весь второй мезоцикл характеризуется более высокой угленосностью, этот этап является временем интенсивного торфонакопления на всей территории. При рассмотрении изменения суммарной угленосности мезоцикла по профилям можно сделать вывод, что она всегда выше в зонах развития озерных и озерно-болотных осадков, и более низкая в зонах широкого развития руслого аллювия крупных равнинных рек. Расположение участков наивысшей угленосности в общем такое же, что и во время первого мезоцикла. Это окрестности поселков Павловский и Хор-Тагна. В палеогеографическом отношении первый участок расположен на смыкании зоны широкого развития руслового аллювия крупных равнинных рек и зоны преобладания озерных и озерно-болотных отложений. Второй участок расположен по периферии зоны развития озерных и озерно-болотных отложений. Участок очень высокой угленосности установлен также в центральной части зоны водораздела двух крупных речных артерий.

На левобережье Ии мезоцикл характеризуется суммарной мощностью угольных пластов от долей метра до 5 м. Наиболее высокая угленосность характерна для крайней юго-западной части (5 м). От нее в направлении на северо-восток она непрерывно падает. Это позволяет предполагать, что на юго-западе этого района располагались периферические участки древней долины, что и подтверждается широким развитием в разрезе мезоцикла отложений малых рек и протоков,

заболачивающихся водоемов и отсутствием русловых осадков крупных равнинных рек.

Во время накопления осадков второго мезоцикла (см. фиг. 33) почти на всей территории происходило формирование пород четвертой терригенно-минеральной ассоциации, для которой характерно присутствие продуктов разрушения полнокристаллических изверженных и метаморфических пород, сравнительно слабо затронутых выветриванием, показывает, что на поверхность были выведены комплексы, погребенные до этого под толщей других отложений. Этому, по-видимому, способствовали тектонические движения, предшествовавшие началу накопления осадков второго мезоцикла. Формирование столь однородного по своему составу комплекса пород на обширной территории определялось в значительной степени особенностями древнего ландшафта: начиная с этого времени на территории бассейна отсутствуют поднятия, которые могли бы устойчиво разделять долины древних рек. В соответствии с этим материал, поступавший из различных областей сноса, быстро перемещивался, образуя единый комплекс.

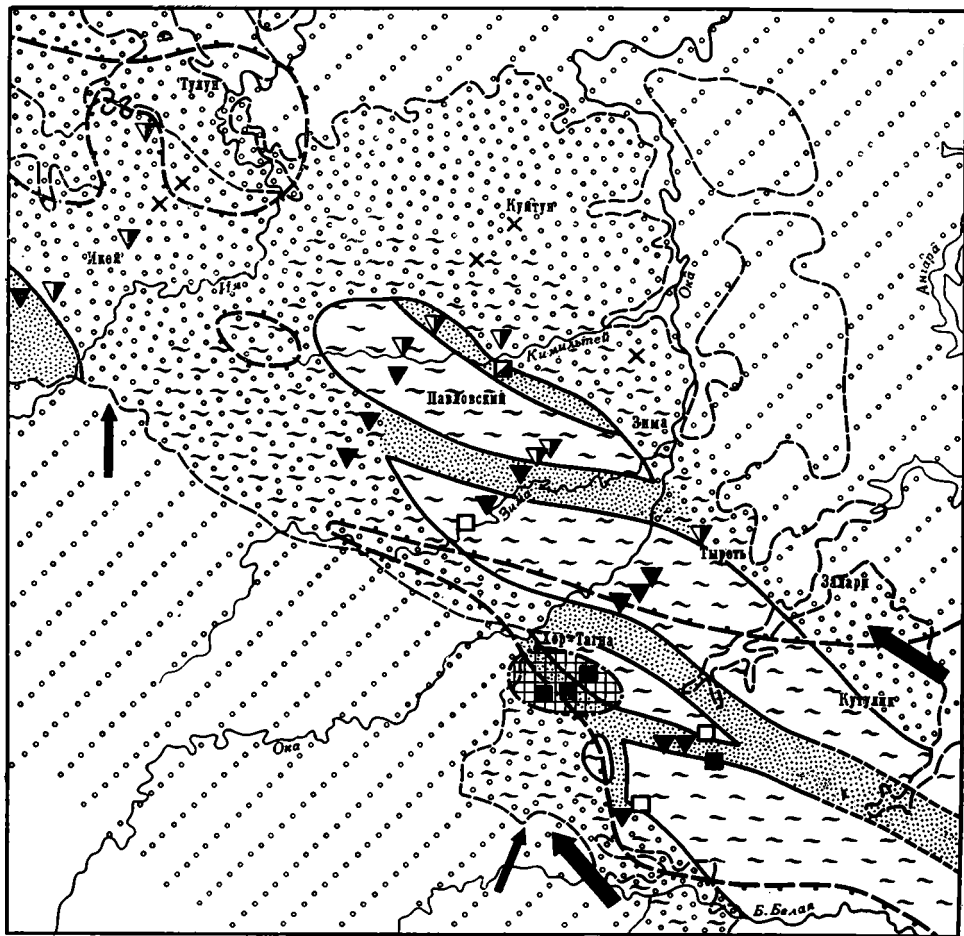
Смена эффузивно-осадочного сильно выветрелого материала, игравшего важную роль во время формирования осадков первого мезоцикла, продуктами разрушения полнокристаллических изверженных и метаморфических пород, сравнительно слабо затронутых выветриванием, показывает, что на поверхность были выведены комплексы, погребенные до этого под толщей других отложений. Этому, по-видимому, способствовали тектонические движения, предшествовавшие началу накопления осадков второго мезоцикла. Формирование столь однородного по своему составу комплекса пород на обширной территории определялось в значительной степени особенностями древнего ландшафта: начиная с этого времени на территории бассейна отсутствуют поднятия, которые могли бы устойчиво разделять долины древних рек. В соответствии с этим материал, поступавший из различных областей сноса, быстро перемещивался, образуя единый комплекс.

Возмущающее действие дополнительных источников ограничивалось очень небольшими участками. Так, некоторые специфические особенности состава пород четвертой ассоциации, наблюдаемые в окрестностях пос. Хор-Тагна, связывались, по-видимому, с наличием мелких притоков, впадавших в южную долину в этом районе. Точно так же возникновение пятой ассоциации на северо-западе было обусловлено существованием здесь дополнительного источника обломочного материала, располагавшегося в смежных районах Восточного Саяна. По-видимому, южная часть левобережья Ии представляла собой устье крупной реки, приходившей с юга. За счет небольших притоков, дренировавших Тулунскую палеовозвышенность и расположенные севернее участки Сибирской платформы, по-прежнему продолжалось накопление пород первой ассоциации в окрестностях Тулуна.

Третий мезоцикл. Палеогеография времени накопления осадков третьего мезоцикла может быть восстановлена с меньшей достоверностью, чем для двух предыдущих мезоциклов, поскольку в районах, расположенных по северо-восточной и юго-западной окраинам территории, соответствующие осадки уничтожены последующей эрозией.

Схематическая палеогеографическая карта для времени формирования осадков третьего мезоцикла представлена на фиг. 47. Она сильно напоминает картину палеогеографии для второго мезоцикла. На северо-востоке и юго-западе располагались зоны преимущественного накопления русловых осадков крупных равнинных рек (аллювиальные долины). Обе зоны разделялись широкой полосой развития болотных, озерно-болотных и озерных обстановок, имевшей то же простираие. В верховьях р. Кимильтей обе аллювиальные долины сливались вместе и уходили далее на северо-запад. Во время формирования осадков третьего мезоцикла ширина водораздела, разделявшего долины, была несколько больше, чем в предыдущий этап. Это расширение было вызвано смещением северо-восточного борта южной долины на юго-запад.

Характер осадков, накапливавшихся в обеих аллювиальных долинах, заметно отличается от характера отложений, которые формировались здесь во время первого и второго мезоциклов. Они имеют крупно-



Фиг. 47. Схематическая палеогеографическая карта территории во время формирования осадков третьего мезоцикла.

Условные обозначения см. на фиг. 44

зернистый состав (средне- и крупнозернистые песчаники и мелкозернистые гравелиты), но вместе с тем сильно обогащены алеврито-глинистым материалом, нередко содержат прослои алевролитов и глин озерно-болотного и болотного генезиса или пласты углей. В песчаниках и гравелитах, наряду с очень пологой крупной косой слоистостью без ритмической сортировки, встречается мелкая косая и косоволнистая; в них в большом количестве присутствует тонкий растительный материал. Эти признаки указывают, что обе реки обладали более медленным течением, чем в предшествующие этапы. Лишь к северо-западу от места слияния рек развиты русловые осадки с крупной косой слоистостью и ритмической сортировкой, сложенные почти исключительно одним песчаным и гравийным материалом без примеси алеврито-глинистого, с многочисленными границами размыва. По-видимому, здесь скорость течения рек заметно возрастала.

Зона, разделявшая аллювиальные долины, характеризовалась накоплением песчано-алевритовых, сильно глинистых отложений озерного, озерно-болотного и болотного генезиса. Здесь протекали небольшие быстро заболачивавшиеся речки; они представляли собой ответвления более крупных речных систем, располагавшихся к северу и югу. К тер-

ритории этого водораздела приурочивалось интенсивное торфонакопление. Участок максимальной для всей территории угленосности был расположен в окрестностях пос. Хор-Тагна, в этом отношении третий мезоцикл близок к первому и второму. В палеогеографическом отношении — это по-прежнему окраина зоны развития озерных и озерно-болотных отложений.

На левобережье Ии наибольшие значения суммарной мощности углей мезоцикла характерны для юго-западной окраины (3 м); в направлении на северо-восток угленосность снижается до долей метра. Это показывает, что юго-западная часть района располагалась поблизости от окраины древней аллювиальной долины и не случайно здесь установлены русловые отложения малых рек и протоков и в большом количестве присутствуют озерные и озерно-болотные осадки.

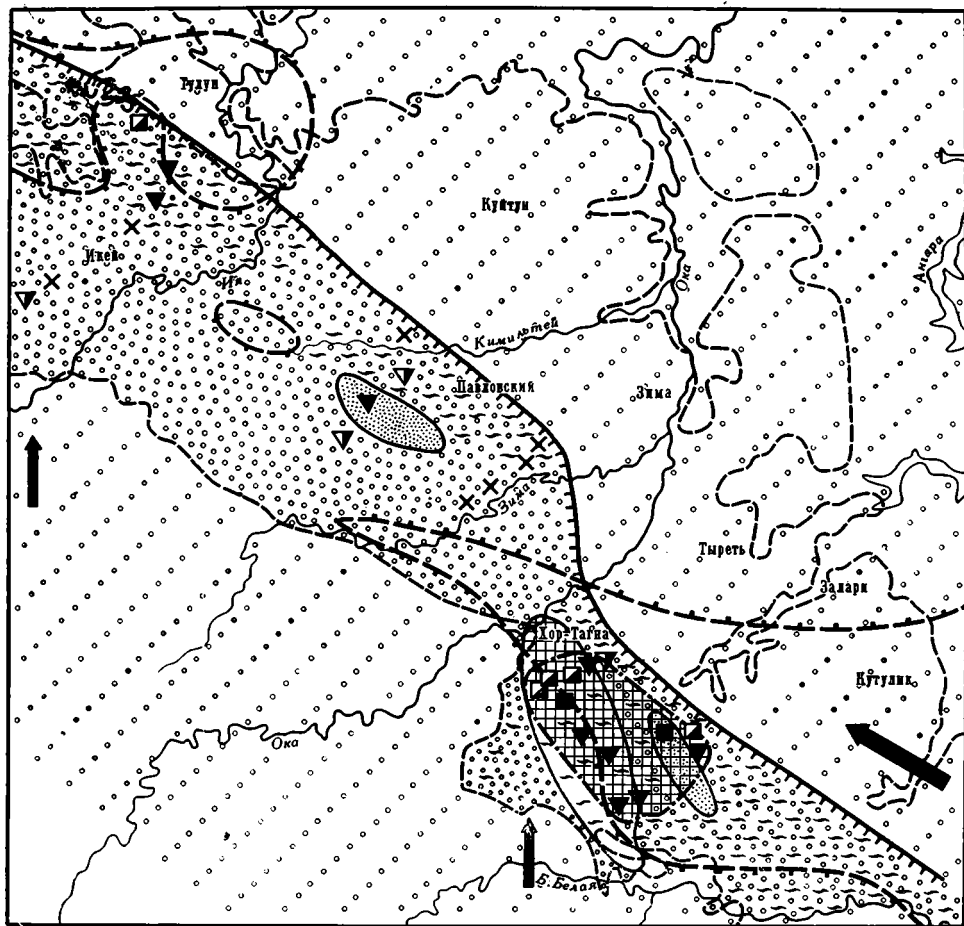
Все изложенное свидетельствует, что в период накопления осадков третьего мезоцикла территория представляла собой плоскую низменность. В нашем распоряжении нет данных о том, как далеко в направлении на северо-восток и юго-запад распространялся процесс осадконакопления. Несомненно, что естественные границы всей области формирования угленосной толщи располагались за пределами современных контуров распространения осадков третьего мезоцикла. Принимая во внимание низменный характер рельефа территории в это время, вполне логично допустить, что естественные границы располагались значительно дальше современных эрозионных границ.

По особенностям вещественного состава осадки третьего мезоцикла очень близки к осадкам второго. На большей части территории происходило накопление продуктов разрушения гранитоидных, метаморфических и осадочных пород. Основным поставщиком обломочного материала по-прежнему являлись районы Забайкалья и Прибайкалья. Определенную, хотя и менее значительную роль играл Восточный Саян. С поступлением материала из последнего источника были связаны локальные изменения вещественного состава пород, которые фиксируются по юго-западной периферии территории. На левобережье Ии во время, соответствующее третьему мезоциклу, продолжалось формирование пород пятой ассоциации. Влияние саянского источника сноса в это время здесь так же сильно, как и в предыдущий этап.

Четвертый мезоцикл. Во время формирования осадков четвертого мезоцикла происходила существенная перестройка режима осадконакопления по сравнению со временем второго и третьего мезоциклов. Это было связано, по-видимому, с интенсивными восходящими тектоническими движениями, приведшими к смене литологического и минералого-петрографического состава осадков. Осадки четвертого мезоцикла известны на ограниченной территории; поэтому общая картина условий их формирования может быть восстановлена более приближенно, чем для отложений первого, второго и третьего мезоциклов.

В большинстве скважин четвертый мезоцикл сложен почти исключительно русловыми осадками крупных равнинных рек при ограниченном развитии отложений озерно-болотного, болотного и озерного генезиса (фиг. 48). В северной части левобережья Ии, севернее пос. Хор-Тагна и на небольшой полосе по правобережью р. Кимильтей, в мезоцикле, наряду с русловыми осадками крупных равнинных рек, значительную роль играли озерно-болотные и озерные осадки. В окрестностях пос. Хор-Тагна в отрезок времени, соответствующий четвертому мезоциклу, господствовали озерные, озерно-болотные и болотные условия. Аллювиальные (русловые и пойменные) отложения здесь отсутствуют.

Местоположение и ориентировка зон широкого развития озерных и озерно-болотных осадков позволяют утверждать, что долины рек были



Фиг. 48. Схематическая палеогеографическая карта территории во время формирования осадков четвертого мезоцикла.

Условные обозначения см. на фиг. 44

ориентированы с юго-востока на северо-запад. Несомненно, границы области осадконакопления выходили за пределы современного распространения осадков.

Угленосность осадков четвертого мезоцикла более низкая, чем третьего. В большинстве скважин угольные пласты отсутствуют или имеют мощность в несколько десятков сантиметров. Эта особенность отражает общую неустойчивость режима осадконакопления, преобладание русловых осадков, интенсивную миграцию древних русел в пределах долин. Высока суммарная угленосность в окрестностях пос. Хор-Тагна, где она достигает иногда 6—8 м. Интенсивно процессы торфонакопления протекали на севере левобережья Ии. Показательно, что в этом районе происходит возрастание суммарной мощности угольных пластов в направлении с юго-запада на северо-восток.

Время, соответствующее четвертому мезоциклу, явилось началом накопления на всей территории нескольких терригенно-минеральных ассоциаций. Причиной этого явилось поступление из разных участков Восточного Саяна неодинакового обломочного материала. По-видимому, в результате восходящих тектонических движений начала четвертого мезоцикла произошло значительное омоложение рельефа сооружений Восточного Саяна.

Во время четвертого мезоцикла продолжало сильно сказываться влияние материала, поступавшего из Забайкалья и Прибайкалья. Он приносился древними реками, долины которых по-прежнему были ориентированы с юго-востока на северо-запад. Саянский материал приносился притоками, впадавшими в эту систему рек с юга.

Особенно сильно воздействие этого источника сноса сказывалось в приустьевых зонах притоков. По мере удаления от устьев саянский материал все более смешивался с материалом, поступавшим из Забайкалья и Прибайкалья, различия в составе осадков нивелировались.

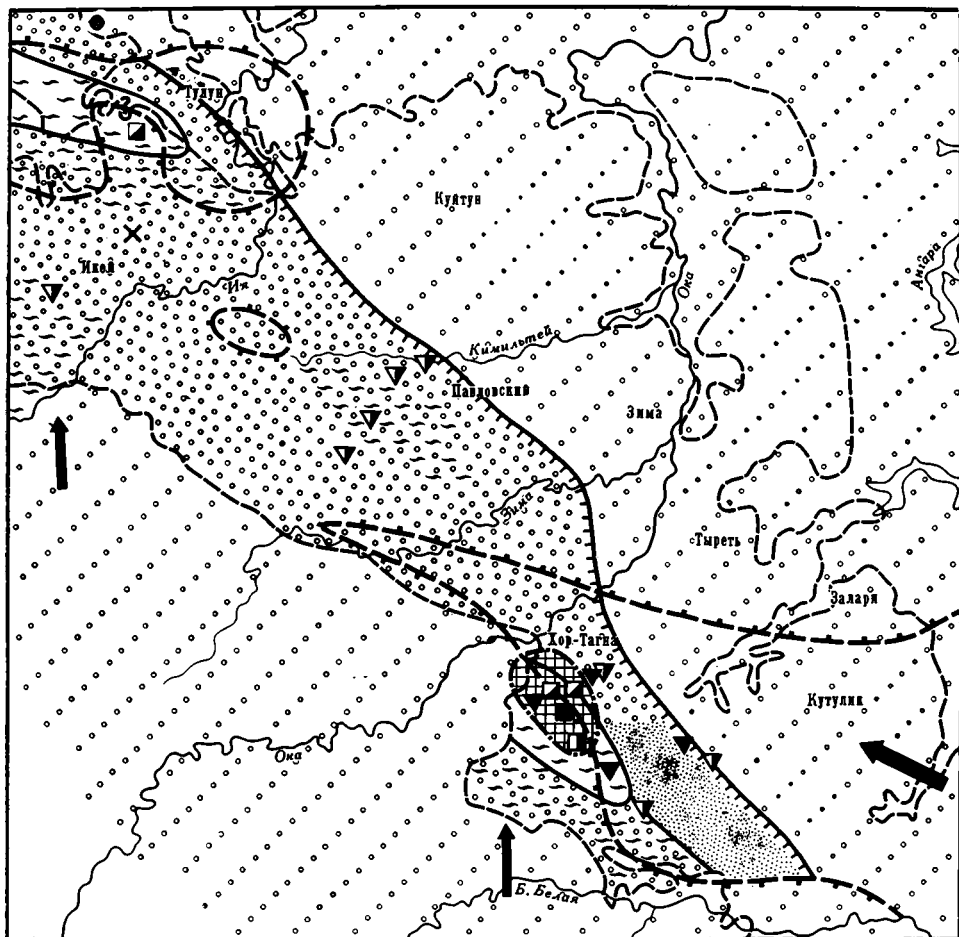
Пятый мезоцикл. Осадки пятого мезоцикла, как и четвертого, установлены в небольшом числе скважин, поэтому особенности древнего ландшафта могут быть реконструированы достоверно для небольшой части территории. В это время ее большая часть по-прежнему представляла область миграции русла крупной реки пра-Ангара. Происходило формирование в основном русловых осадков. Литологический облик последних (широкое развитие крупнопесчаных разностей пород, а в некоторых районах присутствие гравелитов) указывает на высокие скорости течения рек. Пойменные отложения встречаются очень редко. Основные особенности палеогеографии во время формирования осадков пятого мезоцикла изображены на фиг. 49.

Зоны устойчивого накопления озерных и озерно-болотных осадков установлены в окрестностях пос. Хор-Тагна и к югу от г. Тулун. Это по-прежнему были своеобразные междуречья, разделявшие зоны миграции русел крупных рек. Последние были ориентированы в направлении с юго-востока на северо-запад. Реки начинались далеко на юго-востоке, за пределами территории, и продолжались на северо-запад от нее.

Угленосность осадков пятого мезоцикла, так же как и четвертого, невысокая. Положение зон повышенной угленосности почти такое же, как и в четвертом мезоцикле — районы пос. Хор-Тагна и г. Тулун. В первом районе суммарные мощности угольных пластов достигают 8—10 м, во втором — 5 м. К югу от пос. Павловский значения суммарной угленосности осадков мезоцикла достигают 3,5 м. Все зоны повышенной угленосности приурочиваются к участкам древних междуречий.

В период формирования отложений пятого мезоцикла имела место та же пестрота вещественного состава пород, которая была характерна для четвертого. На левобережье Ии происходило накопление пород пятой ассоциации; в окрестностях поселков Павловский — пород шестой ассоциации, а Новометелкино — седьмой. Причиной пестроты является, по-видимому, продолжающееся воздымание горных сооружений Восточного Саяна и их интенсивный размыв. Материал, поступавший из разных источников, не успевал перемешиваться, давая локализованные участки развития этих ассоциаций.

Шестой мезоцикл. Как видно из фиг. 50, во время формирования шестого мезоцикла на большей части территории были широко развиты процессы аллювиального осадконакопления. Основную роль по-прежнему играло накопление осадков руслового аллювия субфаций русел крупных рек. Скорости течения последних были более низкими, чем в предшествующие этапы. Реки переносили и отлагали главным образом средне- и мелкопесчаный материал, в меньшей степени крупнопесчаный и мелкогравийный. Эти осадки наряду с крупной косой слоистостью и ритмической сортировкой часто содержат мелкую косую слоистость. В шестом мезоцикле более широкое развитие, чем в пятом, получают озерные, озерно-болотные и пойменные осадки. В некоторых участках они вместе с осадками малых рек и протоков преобладают над русловым аллювием крупных рек. По-видимому, шестой мезоцикл явился временем значительной пенеппенизации рельефа, выравнивания



Фиг. 49. Схематическая палеогеографическая карта территории во время формирования осадков пятого мезоцикла.

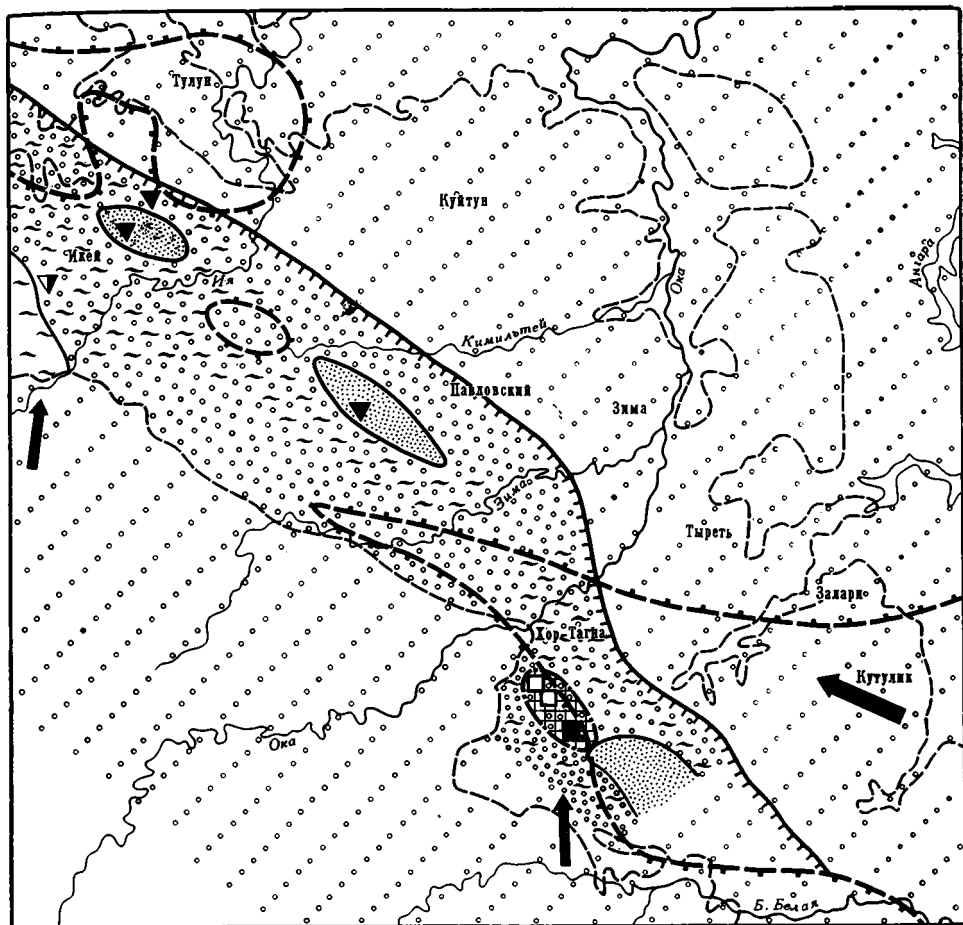
Условные обозначения см. на фиг. 44

продольных профилей русел древних рек и приближения их к профилю равновесия.

В окрестностях пос. Хор-Тагна в это время по-прежнему преобладали озерные и озерно-болотные условия осадконакопления. Аллювиальные отложения, установленные здесь, представлены русловыми осадками субфаций малых рек и протоков. Сходные палеогеографические условия существовали на юге левобережья Ии. В районе пос. Павловский господствовало накопление русловых осадков аллювия малых рек и протоков. На участках со слабым развитием русловых отложений крупных рек располагались системы рукавов, ориентированных в направлении с юго-востока на северо-запад.

Шестой мезоцикл характеризуется очень низкой угленосностью. В тех скважинах, где установлен полный его разрез, суммарные мощности угольных пластов составляют обычно 1—2 м. Пласты, как правило, имеют небольшую мощность (десятки сантиметров). В районе пос. Хор-Тагна мощности пластов угля возрастают иногда до 4—5 м.

Во время этого мезоцикла продолжалось накопление неоднородных по составу осадков. Распределение ассоциаций на территории тождест-



Фиг. 50. Схематическая палеогеографическая карта территории во время формирования осадков шестого мезоцикла.

Условные обозначения см. на фиг. 44

венно распределению ассоциаций во время четвертого и пятого мезоциклов. Несмотря на различия в составе пород каждой из ассоциаций, намечается общая особенность — породы всех ассоциаций особенно сильно обогащены свежими обломочными компонентами и в первую очередь слабо выветрелым биотитом. Надо полагать, что начиная со времени шестого мезоцикла в Восточном Саяне на поверхность были выведены и начали размываться свежие метаморфические и изверженные породы.

Седьмой мезоцикл. Отложения седьмого мезоцикла установлены в небольшом числе разрезов, в большинстве районов они уничтожены размывом. Поэтому построить палеогеографическую карту для этого времени практически невозможно. При сопоставлении фациального состава осадков седьмого мезоцикла с осадками шестого, выявляется дальнейшее увеличение роли озерных, озерно-болотных отложений и снижение роли русловых. Несколько увеличивается суммарная угленосность седьмого мезоцикла по сравнению с угленосностью шестого. Это показывает, что во время седьмого мезоцикла происходило дальнейшее выравнивание рельефа местности и выполаживание продольных профилей рек. Процесс, по-видимому, продолжался и в последующий отрезок времени, соответствующий восьмому мезоциклу. Осадки последнего,

установленные в единичных скважинах, имеют в основном озерно-болотный генезис.

Приведенные палеогеографические схемы для времени накопления каждого мезоцикла хорошо укладываются в схемы П. П. Тимофеева, охватывающие более крупные возрастные интервалы и значительно большую площадь. По представлениям П. П. Тимофеева (1963а, б), весь Иркутский бассейн на протяжении юрского времени был занят долиной крупной реки пра-Ангарты. Она брала начало в районах Забайкалья и впадала в эпиконтинентальный бассейн, занимавший Западно-Сибирскую эпипалеозойскую платформу.

Заканчивая характеристику палеогеографии территории центральной части Иркутского бассейна, остановимся на положении зон интенсивного торфонакопления. При рассмотрении палеогеографических карт, соответствующих различным мезоциклам, можно сделать вывод, что на протяжении всей истории юрского осадконакопления положение зон интенсивного торфообразования остается более или менее постоянным. Одна из них приурочена к центральной части территории (окрестности поселка Павловский), вторая — к окрестностям пос. Хор-Тагна. На левобережье Ии процессы торфонакопления протекали, как правило, более интенсивно на севере (район г. Тулун).

С чем связана эта устойчивость? Наиболее вероятной причиной ее возникновения являются, на наш взгляд, тектонические факторы. Центральная часть Иркутского бассейна, как указывалось, в тектоническом отношении неоднородна — здесь существовали участки с тенденцией к поднятиям и участки с тенденцией к более интенсивному погружению. Во время накопления осадков первого мезоцикла некоторые из них были выражены в рельефе как древние поднятия (Тулунская и Черемхово-Тагнинская палеовозвышенности).

На всех палеогеографических картах (см. фиг. 44, 45, 47—50) указаны границы этих палеовозвышенностей в том виде, какой они имели во время накопления осадков первого мезоцикла; на них намечен также и контур Кирейской палеовозвышенности, хотя генезис ее менее ясен. Выявляется интересная особенность. Зона высокой угленосности в окрестностях пос. Хор-Тагна, приурочивалась непосредственно к южному склону Черемхово-Тагнинской палеовозвышенности на протяжении всех мезоциклов, начиная с первого, хотя как поднятие древнего рельефа она перестает существовать уже начиная со второго мезоцикла.

В северной части левобережья Ии зона повышенной угленосности во время первого, второго, третьего, четвертого и пятого мезоциклов расположена поблизости от границ Тулунской палеовозвышенности или в ее пределах. Подобное совпадение, надо полагать, далеко не случайно. Оно обусловлено, по-видимому, тем, что на протяжении всей эпохи накопления угленосных осадков эти участки испытывали слабое воздымание (или замедленное опускание) по отношению к прилежащим частям территории, и эта особенность их тектонического режима оказалась наиболее благоприятной для развития процессов торфонакопления.

Не совсем ясно в этом отношении положение зоны интенсивного торфонакопления, находившейся в центральной части территории (окрестности пос. Павловский). Не исключена возможность, что Кирейская палеовозвышенность, в непосредственной близости от которой находится эта зона, также приурочена к участку, испытывавшему тектонические поднятия. В этом случае последние могли захватывать и центральную часть территории, создавая благоприятные предпосылки для развития торфонакопления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование позволило рассмотреть все стадии формирования угленосной толщи, начиная с седиментогенеза и кончая эпигенезом. В ходе работы был решен ряд вопросов, представляющих интерес с точки зрения познания геологии Иркутского угленосного бассейна. Основные результаты исследования сводятся к следующему.

1. Установлен фациальный состав угленосной толщи для значительной части Иркутского бассейна. Характер смены литогенетических типов отложений и фаций на площади и в разрезе позволил выявить существование циклов различных порядков: элементарных, мезоциклов и макроциклов.

2. Выявлены важнейшие особенности вещественного состава пород. Анализ соотношения различных порообразующих и акцессорных минералов устанавливает существование нескольких естественных минеральных комплексов — терригенно-минеральных ассоциаций, формирование которых осуществлялось за счет размыва неодинаковых по составу материнских пород.

3. Восстановлена палеогеография территории для сравнительно коротких отрезков времени, соответствующих периоду формирования одного мезоцикла. Палеогеографические реконструкции позволили более правильно понять причины возникновения процессов интенсивного угленакпления в определенных зонах области седиментации.

4. Установлена специфика постседиментационных (диа- и эпигенетических) преобразований различных типов пород и роль этих процессов в формировании их современного облика.

Основные выводы, изложенные в работе, были получены в результате тесной увязки литолого-фациального и минералого-петрографического изучения пород толщи. Главнейшие закономерности процессов седиментогенеза удалось выявить только при тщательном изучении первичных генетических признаков осадков (фациальный анализ), что позволило восстановить генезис каждого слоя, горизонта, пачки и на этой основе подойти к выявлению условий формирования всей угленосной толщи в целом. Знание условий накопления осадков явилось надежной основой для многих последующих выводов.

Основные закономерности формирования вещественного состава пород стали понятны только при наличии четкого представления об условиях их происхождения. Особенно наглядно это видно на примере глинистых и алевроито-глинистых пород, современный вещественный состав которых определяется в значительной степени характером диагенетических преобразований осадков. Последнее, в свою очередь, связано с неодинаковыми фациальными условиями их формирования. Знание фациальной природы алевроито-глинистых отложений позволило выяснить

причины чередования различных минералогических типов глин и алевролитов в разрезе.

Реконструкция процессов диагенеза алевроито-глинистых осадков дала возможность восстановить минералогический облик первичного глинистого материала, накапливавшегося в древних бассейнах седиментации, и тем самым решить вопрос о первичном составе глинистого цемента песчано-гравийных пород, сильно измененного в настоящее время в результате эпигенетических процессов.

Минералого-петрографическое изучение пород существенно дополнили палеогеографические построения, созданные на основе фациальных исследований. Они позволили наметить положение питающих провинций, пространственную локализацию зон воздействия этих провинций на области осадконакопления. Полученные данные показывают, что накопление осадков определенного вещественного состава находилось в тесной зависимости от общего характера древнего ландшафта, распределения древней гидрографической сети и особенностей структурно-тектонического развития Иркутского бассейна и смежных территорий.

Угленосная толща Иркутского бассейна представляет платформенное образование и за всю историю своего существования не погружалась на сколько-нибудь значительные глубины. Воздействие высоких температур и давлений на породы исключается. В соответствии со схемой А. Г. Коссовской, угленосная толща Иркутского бассейна находится на стадии начального эпигенеза и может быть отнесена к зоне неизменного глинистого цемента, которая охватывает верхние части осадочного чехла платформ примерно до глубины 2000 м.

Результаты исследований показывают, что, несмотря на отсутствие глубокого захоронения, песчано-гравийные породы угленосной толщи испытывали весьма интенсивное преобразование в эпигенезе, искажившее ряд особенностей их первичного состава (характер цемента, содержание обломочного биотита и т. д.). Эти изменения имеют весьма сложный характер и протекают в разных направлениях.

Проведенное исследование показало, что характер минеральных превращений в диагенезе определялся особенностями среды формирования отложений. Существуют представления, что начальные этапы эпигенеза определяются также в основном первичными фациальными условиями накопления осадков. Однако в песчано-гравийных породах угленосной толщи бассейна, испытавших наибольшее преобразование в эпигенезе, такая зависимость выражена очень слабо¹. Тот или иной тип эпигенетической переработки пород определялся спецификой гидрохимической обстановки, существовавшей в угленосной толще и обусловленной циркуляцией в породах различных по химическому составу подземных вод.

Сам факт неодинаковой интенсивности эпигенеза в различных литологических типах пород находится в прямом соотношении с их проницаемостью. Эпигенетические изменения протекают интенсивнее в более крупнозернистых разностях пород, обладающих повышенной проницаемостью, по сравнению с тонкозернистыми разностями, обладающими пониженной проницаемостью. Слабость минералогических изменений алевролитов и глин в эпигенезе является, по-видимому, прямым следствием их низкой проницаемости. Таким образом, можно считать, что воздействие фациальной среды формирования осадков на процессы эпигенеза проявлялось через изменения размерности и сортировки осадков.

Установление факта высокой роли подземных вод в процессах эпигенеза ставит вопрос о возможности значительных миграций веществ в эпигенезе, возможности их мобилизации в одних частях разреза и

¹ Возможно, это связано с тем, что условия накопления древних осадков изменялись в сравнительно узком диапазоне (русло реки — пресноводный водоем).

осаждения в других. Транспортировка элементов и соединений в толще пород может осуществляться самими подземными водами.

Существуют представления о различной устойчивости минералов в зоне начального эпигенеза. Так, на основании собственных наблюдений и анализа литературных данных А. Г. Коссовская (1962) дает следующую классификацию обломочных минералов в зависимости от их устойчивости в начальном эпигенезе: 1) очень устойчивые — рутил, циркон, турмалин, мусковит; 2) устойчивые — кварц, калиевые полевые шпаты, натриевые плагиоклазы (альбит, альбит — олигоклаз), апатит, гранат, дистен, ставролит, силлиманит; 3) неустойчивые — плагиоклазы выше № 20, эпидот, биотит; 4) «очень неустойчивые» — роговая обманка, пироксен, оливин.

Наблюдения над поведением минералов в породах угленосной толщи показывают, что одни и те же минералы даже на начальных стадиях эпигенеза ведут себя по-разному в зависимости от условий их существования: в одних случаях они являются устойчивыми, в других — неустойчивыми. Например, гранат, рассматриваемый как устойчивый, подвергается в ходе эпигенетических изменений первого типа заметному растворению, в то время как роговая обманка и эпидот, относящиеся к числу неустойчивых, не несут следов растворения. Обратные соотношения фиксируются при изменениях второго и третьего типов. Здесь растворению подвергаются эпидот (неустойчивый минерал), роговая обманка (очень неустойчивый минерал), дистен, ставролит (устойчивые минералы), сфен. В то же время гранат устойчив и не несет следов растворения.

Различно поведение породообразующих минералов. Кварц очень устойчив при изменениях первого типа (происходит интенсивная регенерация обломочных зерен при полном отсутствии явлений коррозии), менее устойчив при изменениях второго и третьего типов, в ходе которых явлений регенерации не наблюдается и в то же время нередко фиксируется растворение обломков кварца. Полевые шпаты (калиевые разности, кислые плагиоклазы) разлагаются сильно при изменениях второго и третьего типов и гораздо слабее при изменениях первого типа.

Комплексный подход, подобный тому, который был применен в настоящей работе, с одинаково детальным изучением как фациальной природы осадков, так и их вещественного состава, по-видимому, может оказаться полезным при изучении осадочных толщ различного генезиса и поможет вскрыть многие еще неизвестные стороны их формирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев И. А. Завалы древесины на таежных реках Сибири.— Природа, 1957, № 5.
- Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса. Сб. статей Глав. ред. Ю. А. Жемчужников. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Батурин В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку—М., 1937.
- Беккер-Мигдисова Е. Э. Юрские Palaeontinidae нового месторождения на реке Ие.— Докл. АН СССР, 1950, 71, № 6.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. Изд. 3-е. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Бобровник Д. П. О гранатах из каменноугольных отложений Львовской мульды.— Зап. Всес. минер. об-ва, 1951, 80, вып. 2.
- Ботвинкина Л. Н. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 139, угольн. серия, (№ 4).
- Ботвинкина Л. Н. Строение и формирование древних аллювиальных отложений в свитах C_2^5 C_2^6 C_2^7 . Главной синклинали Донбасса.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 151, угольн. серия, (№ 5).
- Ботвинкина Л. Н., Жемчужников Ю. А., Тимофеев П. П. и др. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Бриндли Г. В., Мак-Эван Д. М. и др. Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. Сб. статей. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1955.
- Бушинский Г. И. Геохимия осадочного процесса (основные вопросы). В кн.: «Спутник полевого геолога-нефтяника», т. 1. Л., Гостоптехиздат, 1954.
- Вартанова Н. С. Сравнительная минералогическая характеристика карбона центральной части Львовско-Волынской впадины. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 1. Львов, 1954.
- Вассоевич Н. Б. О стадиях литогенеза нефтематеринских отложений терригенного типа. В кн.: «Труды Третьего Всесоюзного совещания по литологии и минералогии осадочных пород». Баку, 1962.
- Виниченко Н. Н., Борисов В. А., Кашик С. А., Панаев В. А. Фациальные условия формирования юрских отложений Иркутского угленосного бассейна.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, 1963, вып. 15.
- Виниченко Н. Н., Кашик С. А. Литогенетические типы и фации юры Иркутского угленосного бассейна.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, 1963, вып. 15.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1953.
- Воскресенский С. С., Гроссвальд М. Г. Об отражении новейших тектоники в геоморфологии Юго-Восточного Приамурья.— Уч. зап. Моск. ун-та, 1956, вып. 182.
- Геер О. Юрская флора Иркутской губернии и Амурского края.— Труды Сиб. экспед. Русск. геогр. об-ва, физ. отд., 1878, 3, геол. часть, вып. 2.
- Гильзен К. К. Материалы по исследованию озера Глубокого.— Труды Гидробиол. станции «Глубокое озеро», 1925, вып. 2—3.
- Гинзбург И. И. Стадийное выветривание минералов. В кн.: «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Гинзбург И. И. Стадийное выветривание слюд и хлоритов. В кн.: «Вопросы петрографии и минералогии», вып. 2, М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Горецкий Г. И. О соотношении морских и континентальных осадков Приамурья, Приманчья и нижнего Придонья.— Труды Комис. по изуч. четверт. периода, 1957, вып. 13.

- Гричук В. П. Структурно-литологические типы озерных илов и некоторые особенности их географического распространения.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1949, вып. 43.
- Гутова Л. Н. К стратиграфии юрских отложений Иркутского угленосного бассейна.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, 1963, вып. 15.
- Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. Литологические исследования в Бурейнском бассейне. М., Госгеолтехиздат, 1949.
- Деев Ю. П. Восточная Сибирь. В кн.: «Угли местного значения». М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Деев Ю. П. Стратиграфический разрез юрских отложений Иркутского угленосного бассейна. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1957.
- Деев Ю. П. Юрские отложения южной окраины Иркутского амфитеатра. В кн.: «Геология СССР», т. XVII. Иркутская область, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Додин А. Л. Докембрий Алтае-Саянской области. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. I. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Дэпплс Э. К. Поведение кремнезема в диагенезе. В кн.: «Геохимия литогенеза». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1963.
- Ермолаев Д. И. К вопросу о возрасте угленосных отложений Иркутского бассейна.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, 1958, вып. 3.
- Жемчужников Ю. А. О месторождениях богхеда Приангарского района в Иркутском бассейне.— Изв. Геол. ком., 1924, 43, № 8.
- Жемчужников Ю. А. Результаты новых разведок в Хахареиском богхедовом районе Тулунского округа.— Вестн. Геол. ком., 1927, 2, № 10.
- Жемчужников Ю. А. Результаты разведочных работ на богхеды и горючие сланцы в Хахареиском месторождении Тулунского округа за 1927 г.— Мат-лы по общей и прикладной геологии, 1929, вып. 101.
- Жемчужников Ю. А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 90, угольн. серия, (№ 2).
- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Тимофеев П. П. и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч. 1—2. М., Изд-во АН СССР, 1959—1960.
- Зайцев И. К. Подземные воды Иркутского амфитеатра как полезные ископаемые и как поисковый критерий.— Сов. геол., 1958, № 10.
- Запорожцев А. С. О происхождении ступенчатой поверхности обломочных зерен граната меловых отложений севера Якутии.— Докл. АН СССР, 1960, 131, № 2.
- Ильяхина А. В. Литологическая характеристика юрских отложений юго-запада Иркутского амфитеатра. В кн.: «Тезисы докладов Совещания по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы», вып. 4. Иркутск, 1960.
- Ильяхина А. В. Литология и фации юрских отложений Присаянского прогиба (северо-западная часть Иркутско-Черемховского бассейна).— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1961, вып. 3.
- Ишина Т. А. Фации и условия углеобразования нижней половины карагиндинской свиты Карагиндинского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1954, вып. 2.
- Ишина Т. А. Стратиграфия, литология и фации юрских угленосных отложений южной Якутии.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1961, вып. 11.
- Каледа Г. А. Некоторые замечания к вопросу об эпигенезе осадочных пород.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1958, 33.
- Карасев И. П. Литолого-стратиграфическая и геохимическая характеристика пород южной части Сибирской платформы. В кн.: «Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири». М., Гостоптехиздат, 1959.
- Кашик С. А., Бронников В. А. О генезисе Тулунского месторождения кварцевых песков.— Докл. АН СССР, 1962, 142, № 2.
- Китайник А. Ф. Новые данные по минералогии среднеюрских отложений в районе Тулуна.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, 1958, вып. 3.
- Князев В. С. Некоторые данные о характере обломочного кварца в породах продуктивной толщи Азербайджанской ССР и ряда других отложений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 4.
- Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.
- Коперина В. В. Состав и условия осадконакопления карбоновых свит Карагинды.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, вып. 4.
- Копорулин В. И. О происхождении цеолитового цемента в песчано-гравийных породах угленосной толщи юго-восточной части Иркутского бассейна.— Докл. АН СССР, 1961, 137, № 1.
- Копорулин В. И. О происхождении конкреций пирита в юрских угленосных отложениях западной части Иркутского бассейна.— Докл. АН СССР, 1962а, 143, № 5.

- Копорулин В. И. Типы вторичных изменений песчано-гравийных пород угленосной толщи Иркутского бассейна и их возможная связь с подземными водами.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.
- Копорулин В. И., Тимофеев П. П. Главнейшие терригенно-минеральные ассоциации пород угленосной толщи Иркутского бассейна.— Докл. АН СССР, 1962, 146, № 2.
- Коптелова С. Н. О периодичности осадконакопления в Манычском прогибе (четвертичная и плиоценовая история).— Докл. АН СССР, 1958, 120, № 1.
- Коровин М. К. Геологические исследования в Иркутском угленосном бассейне (Предварительный отчет о работах в 1923 г.).— Изв. Геол. ком., 1924, 43, № 6.
- Коровин М. К. Геологические исследования в Иркутском угленосном бассейне.— Изв. Геол. ком., 1927а, 46, № 6.
- Коровин М. К. Геологическое описание маршрута по реке Ие в 1926 г.— Изв. Геол. ком., 1927б, 46, № 5.
- Коровин М. К. Новые данные о сапропелитах Восточной Сибири. Материалы по изучению сапропелитов. Новосибирск, 1930.
- Коссовская А. Г. Факторы, определяющие формирование минерального состава глин в условиях платформы и геосинклинали.— Докл. АН СССР, 1959, 129, № 6.
- Коссовская А. Г. О специфике эпигенетических изменений терригенных пород в условиях платформенной и геосинклинальной областей.— Докл. АН СССР, 1960, 130, № 1.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 63.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер изменений обломочного биотита в процессе эпигенеза.— Докл. АН СССР, 1955, 101, № 3.
- Крашенинников Г. Ф. Проблема циклов в угленосных толщах.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР. 1947, вып. 90, угольн. серия., (№ 2).
- Кулькин П. В., Звoryгина Е. В. Селективное окрашивание калиевых полевых шпатов в шлифах.— Труды Казахск. научн.-исслед. ин-та минер. сырья, 1960, вып. 2.
- Лаврушин Ю. А. Основные особенности аллювия равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. В кн.: «Вопросы геологии антропогена. К VI конгрессу (INQUA) в Варшаве». М., Изд-во АН СССР, 1961а.
- Лаврушин Ю. А. Типы четвертичного аллювия нижнего Енисея.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961б, вып. 47.
- Ламкин В. В. Микропулсация земной коры.— Природа, 1962, № 7.
- Лебедева Н. А. Геоморфология, неогеново-четвертичные отложения и неотектоника Западной части Южного Приморья.— Труды Комис. по изуч. четверт. периода, 1957, вып. 13.
- Леммлейн Г. Г., Князев В. С. Опыт изучения обломочного кварца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 4.
- Логвиненко Н. В. Литология и палеогеография продуктивной толщи донецкого карбона. Харьков, 1953.
- Логвиненко Н. В. Введение в методику исследования осадочных пород. Харьков, 1957.
- Ломоносов Н. С. Об условиях формирования подземных вод в ордовикских и среднеюрских отложениях северо-западной части впадины Иркутского угленосного бассейна.— Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1959, вып. 10.
- Маккавеев А. А. Четвертичные отложения Припятского Полесья.— Вопросы гидрогеол. и инж. геол., 1959, сб. 18.
- Мартинсон Г. Г. К вопросу о возрасте мезозойских континентальных отложений юга Сибирской платформы.— Сов. геол., 1960, № 8.
- Маршак Ф. Исследование рН суспензий минералов.— Коллоидный ж., 1950, 12, № 1.
- Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Мещеряков Ю. А. Новейшая тектоника Северного Прикаспия и Нижнего Поволжья по данным структурно-геоморфологического исследования.— Труды Комис. по изуч. четверт. периода, 1957, вып. 13.
- Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. Пер. с англ. М.—Л., ОНТИ, 1934.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Николаев Н. И. К истории установления колебательных движений земной коры в Скандинавии.— Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, 1948, вып. 12.
- Обедиентова Г. В. Отражение новейших тектонических движений в строении долины Средней Волги.— Труды Комис. по изуч. четверт. периода, 1957, вып. 13.
- Одинцов М. М., Твердохлебов В. А., Владимиров Б. М. и др. Структура, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфитеатра.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 4.
- Оттен Ф. Ф. Забитый-Заларинский район. В кн.: «Иркутский угленосный бассейн», вып. 1. Новосибирск, 1934а.
- Оттен Ф. Ф. Северо-западная часть Иркутского бассейна. В кн.: «Иркутский угленосный бассейн», вып. 1. Новосибирск, 1934б.

- Оттен Ф. Ф., Деев Ю. П. Иркутский угленосный бассейн. В кн.: «Минеральные ресурсы Восточной Сибири», т. 1. Иркутск, 1937.
- Перельман А. И. Катагенез.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 8.
- Пиннекер Е. В. Особенности формирования и гидрохимия подземных вод Иркутско-Черемховского района. В кн.: «Материалы к конференции молодых научных сотрудников Восточно-Сибирского филиала АН СССР», вып. 1. Иркутск, 1958.
- Писарчик Я. К. Литология и фации ниже- и среднекембрийских отложений Иркутского амфитеатра (в связи с нефтегазоносностью и соленосностью). Л., Гостоптехиздат, 1963.
- Преображенский И. А. Об аутигенных минералах и минералообразовании.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1941, вып. 40, петрогр. серия, (№ 13).
- Преображенский И. А., Саркисян С. Г. Минералы осадочных пород. (Применительно к учению нефтеносных отложений.) М., Гостоптехиздат, 1954.
- Принада В. Д., Криштофович А. Н. и др. Определитель мезозойской флоры СССР. М.—Л. Гос. научн.-техн. горно-геол. нефт. изд-во, 1934.
- Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных пород и их геологическое значение.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 5.
- Равский Э. И. Геология мезозойских и кайнозойских отложений и алмазоносность юга Тунгусского бассейна.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 22.
- Ритенберг М. И. Фации и некоторые особенности цикличности юрских угленосных отложений Майкюбенского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1958, вып. 8.
- Ритенберг М. И. Фации и некоторые особенности цикличности юрских угленосных пород в угленосной толще.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 8.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Салоп Л. И. Докембрий Байкальской горной области. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Саркисян С. Г., Михайлова Н. А. Палеогеография времени образования терригенной толщи девона Башкирии и Татарии. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Саркисян С. Г., Теодорович Г. И. Основные черты палеогеографии девонской эпохи Урало-Волжской области. (Общий фациальный анализ девонских отложений.) М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Сердюченко Д. П. О кристаллохимической роли титана в слюдах.— Докл. АН СССР, 1948, 59, № 4.
- Сердюченко Д. П. Об одной работе П. А. Земятченского по экспериментальной минералогии.— Минер. сб. Львов. геол. об-ва, 1952, № 6.
- Сердюченко Д. П., Добротворская Л. В. О некоторых минеральных новообразованиях в осадочных породах.— Докл. АН СССР, 1949, 69, № 3.
- Соболев В. С., Вартанова Н. С., Шайнюс А. И. Проблемы роста зерен граната и других метаморфических минералов в осадочных породах.— Зап. Всес. минер. об-ва, 1951, 80, вып. 2.
- Соколова Е. И., Листова Л. П., Вайнштейн А. З. Синтез ферри- и ферросиликатов.— Докл. АН СССР, 1954, 96, № 6.
- Страхов Н. М., Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании.— Докл. АН СССР, 1959, 125, № 2.
- Стругов А. С. О поверхности фундамента юры и взаимосвязи ее с осадконакоплением в Иркутском угленосном бассейне.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 6.
- Сьюрд А. К., Томас Н. Н. Юрские растения из Балаганского уезда Иркутской губернии.— Труды Геол. ком., новая серия, 1911, вып. 73.
- Татарский В. Б. Определение номера плагиоклаза иммерсионным методом.— Зап. Всес. минер. об-ва, 1956, 85, вып. 2.
- Тимофеев П. П. Аллювиальные отложения и связанные с ними эрозионные размывы в угленосных свитах среднего карбона юго-западной окраины Донбасса.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 151, угольн. серия, (№ 5).
- Тимофеев П. П. О причине циклического строения угленосных отложений среднего карбона юго-западной окраины Донбасса.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 2.
- Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Ангара-Чулымского мезозойского прогиба.— Докл. АН СССР, 1962, 147, № 5.
- Тимофеев П. П. Основные черты строения мезозойской угленосной формации Ангара-Чулымского прогиба.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963а, вып. 81.
- Тимофеев П. П. Палеогеография юрской угленосной формации и история геологического развития Ангара-Чулымского мезозойского прогиба.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963б, № 4.
- Тимофеев П. П., Еремеев В. В. Главнейшие терригенно-минеральные ассоциации пород юрской угленосной формации юго-западной и центральной частей Ангара-Чулымского прогиба.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 2.
- Туртанова-Кетова А. И. Материалы к изучению ископаемой флоры Черемховского угленосного бассейна, ч. 1. Братские папоротники.— Изв. Сб. отд. Геол. Ком., 1920, 1, вып. 5.

- Феофилова А. П. О месте аллювия в циклах осадконакопления разного порядка и времени его образования.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 151, угольн. серия, (№ 5).
- Флоренсов Н. А. К палеогеографии континентального мезозоя на юге Восточной Сибири.— Изв. Сиб. отд. АН СССР, 1958, № 4.
- Ходак Ю. А. Вторичные минералы нижнекембрийских отложений Алданского района Якутской АССР.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 5.
- Чень Ли-Жунь. О типах кварца в современном аллювии рек Нарына и Кара-Дарьи.— Докл. АН СССР, 1960, 134, № 6.
- Чернов В. К. К изучению иловых отложений озер побережья Белого моря в связи с вопросом о вековом поднятии суши.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1947, 79, вып. 1.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 135, геол. серия, (№ 55).
- Шанцер Е. В. Типы аллювиальных отложений. В кн.: «Вопросы геологии антропогена». К VI конгрессу INQUA в Варшаве. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. 2-е изд. М.—Л., Госгеолиздат, 1948.
- Шутов В. Д. Новый метод изучения обломочных полевых шпатов в терригенных породах. В сб.: «Вопросы минералогии осадочных образований». Кн. 3—4. Львов, 1956.
- Alexander G. B., Heston W. M., Iler H. K. The solubility of amorphous silica in water.— J. Phys. Chem., 1954, 58.
- Andel T. H. van. Application of recent sediment studies to the interpretation of ancient deposits.— Econ. geol., 1959, 51, № 3.
- Boswell P. G. H. The petrography of the sands of the lias inferior oolite of the West England.— Geol. Mag., 1924, 61, № 721.
- Boswell P. G. H. On the mineralogy of sedimentary rocks. London, 1933.
- Coombs D. S. The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis.— Geochim. et cosmochim. acta, 1959, 17, № 1—2.
- Correns C. W. On the geochemistry of diagenesis. 1. The behaviour of CaCO_3 and SiO_2 .— Geochim. et cosmochim. acta, 1950, 1, № 1—3.
- Füchtbauer H., Lemcke K. u. a. Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. Hannover, 1953.
- Henin S. Synthesis of clay minerals at low temperatures. Washington, 1956.
- Okamoto G., Okura T., Goto K. Properties of silica in water.— Geochim. et cosmochim. acta, 1957, 12, № 1—2.
- Skerl J. G. A. Note on the petrography of the Northampton Ironstone.— Proc. Geol. Assoc. London, 1927, 38.
- Walker T. R. Carbonate replacement of quartz and feldspar as a source of silica in silicified sediments.— Bull. Geol. Soc. America, 1956, 67, № 12, pt 2.
- Walker T. R. Carbonate replacement of detrital crystalline silicate minerals as a source of authigenic silica in the sedimentary rocks.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 2.
- Walker T. R. Reversible nature of chert-carbonate replacement in sedimentary rocks.— Bull. Geol. Soc. America, 1962, 73, № 2.
- Weaver C. E. The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks.— Amer. Mineralogist, 1956, 41, № 3—4.

ОБЪЯСНЕНИЕ К ТАБЛИЦАМ

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФАЦИИ

Аллювиальные отложения

Фация осадков русла

Субфация осадков русла крупной реки

Т а б л и ц а I

Литогенетический тип АРК-1

1. Конгломерат мелкогалечниковый, сравнительно хорошо сортированный; гальки хорошо окатаны, слоистость отсутствует. Прииркутская свита.

2. Гравелит среднезернистый, неслоистый, плохо сортированный, с включением мелких галек. Прииркутская свита.

3. Гравелит мелкозернистый, неслоистый, плохо сортированный, с включением многочисленных неокатанных обломков алевролита из угленосной толщи. Прииркутская свита.

4. Гравелит мелкозернистый, разномзернистый, с неправильной крупной косой слоистостью за счет скопления крупных растительных остатков, линз витрена. Черемховская свита.

Т а б л и ц а II

Литогенетический тип АРК-2

1. Песчаник крупнозернистый, разномзернистый, гравийный. Обладает отчетливой крупной косой слоистостью и ритмической сортировкой. Слоистость подчеркивается скоплением детрита, слюды. Черемховская свита.

2. Песчаник крупнозернистый, с отчетливой крупной косой слоистостью и ритмической сортировкой; на плоскостях наложения детрит, мелкие растительные остатки. Прииркутская свита.

3. Гравелит мелкозернистый, разномзернистый за счет примеси крупнопесчаного материала, редких зерен среднегравийной размерности. Обладает слабо выраженной крупной косой слоистостью. Видна резкая граница размыва с нижележащей породой — песчаником среднезернистым, обладающим пологой косой слоистостью. Черемховская свита.

Т а б л и ц а III

Литогенетический тип АРК-3

1. Песчаник мелкозернистый, в нижней части близок к среднезернистому. Обнаруживает волнистую, волнисто-прерывистую слоистость за счет послойных скоплений детрита, мелких растительных остатков. Прииркутская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, с волнистой, волнисто-прерывистой, косоволнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью. Слоистость подчеркивается послойными скоплениями слюды, детрита, мелких растительных остатков. Прииркутская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, близок к среднезернистому, с мелкой косой, мелкой косой штриховатой и волнисто-прерывистой слоистостью, проявляющейся вследствие

последнего скопления слюды, детрита, мелких растительных остатков. Прииркутская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, близок к алевролиту крупнозернистому, с отчетливой мелкой косой однонаправленной слоистостью, проявляющейся вследствие послойного скопления слюды, детрита. Прииркутская свита.

Субфация осадков малой реки или протока

Т а б л и ц а IV

Литогенетический тип АРП-1

1. Песчаник среднезернистый, с неправильной крупной косой, волнистой и волнисто-прерывистой слоистостью, проявляющейся за счет послойного скопления детрита, мелких растительных остатков, крупных линз витрена. Черемховская свита.

2. Песчаник среднезернистый. Обладает неправильной мелкой и крупной косой, волнистой, волнисто-прерывистой слоистостью за счет послойных скоплений крупных и мелких растительных остатков, детрита. Прииркутская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, с неправильной мелкой косой и волнисто-прерывистой слоистостью, нарушенной текстурами взмучивания. В большом количестве присутствуют крупные и мелкие растительные остатки, линзы витрена. Черемховская свита.

4. Гравелит мелкозернистый, резко разномзернистый за счет высокого содержания средне- и крупногравийных обломков и алевроито-глинистого материала. Обладает неправильной крупной косой слоистостью, проявляющейся в чередовании литологически разнородных слоев. Растительные остатки отсутствуют. Видна граница размыва с нижележащим углистым алевролитом. Черемховская свита.

5. Песчаник крупнозернистый, разномзернистый, содержит значительную примесь среднеспесчаного и алевроито-глинистого материала. Обладает неправильной крупной косой слоистостью и ритмической сортировкой. К основаниям косых слоев приурочены крупные и мелкие растительные остатки, угловатые обломки алевролитов. Прииркутская свита.

Т а б л и ц а V

Литогенетический тип АРП-2

1. Песчаник мелкозернистый, сильно глинистый, с мелкой косой, волнистой и волнисто-прерывистой слоистостью, проявляющейся вследствие послойных скоплений крупных и мелких растительных остатков, присутствия прослоев алевролита. Прииркутская свита.

2. Песчаник среднезернистый, с неправильной волнистой и волнисто-прерывистой слоистостью за счет прослоев алевролита, скоплений крупных и мелких растительных остатков. Порода содержит многочисленные обломки алевролита, заимствованные из угленосной толщи. Черемховская свита.

3. Песчаник среднезернистый, с мелкой косой слоистостью, содержит многочисленные прослои крупнозернистого алевролита с обильными включениями мелких растительных остатков, детрита. В таких прослоях присутствует горизонтальная и волнистая слоистость. Черемховская свита.

4. Алевролит крупнозернистый, песчанистый, с неправильной горизонтальной и волнистой слоистостью, многочисленными крупными и мелкими растительными остатками, линзами витрена, подчеркивающими слоистость. Черемховская свита.

Фация осадков поймы

Т а б л и ц а VI

Литогенетический тип АПП-1

1. Мелкое, участками тонкое переслаивание песчаника мелкозернистого и алевролитов крупно- и мелкозернистых, с тонкой горизонтальной и волнистой слоистостью. На плоскостях — слюда, крупные и мелкие растительные остатки. Участками — текстуры взмучивания. Прииркутская свита.

2. Мелкое переслаивание песчаника мелкозернистого и алевролитов. Для песчаников характерна мелкая косая штриховатая, волнистая и волнисто-прерывистая слоистость, нарушенная текстурами взмучивания; для алевролитов — горизонтальная и волнистая. На плоскостях наложения — обильный детрит, крупные и мелкие растительные остатки. Черемховская свита.

3. Крупное переслаивание алевролита крупнозернистого и песчаника мелкозернистого. Прослои песчаника обладают мелкой косой слоистостью, прослои алевролита — волнистой и горизонтальной. По всему слою — обильный детрит, мелкие растительные остатки. Черемховская свита.

4. Общий вид растительных остатков из алевролитов литогенетического типа АПП-1. Черемховская свита.

Т а б л и ц а VII

Литогенетический тип АПП-2

1. Алевролит крупнозернистый, песчаный, со слабо выраженной и волнистой слоистостью, текстурами взмучивания, редкими мелкими растительными остатками. Прииркутская свита.

2. Алевролит крупнозернистый, глинистый, темно-серый, почти черный, с отчетливой горизонтальной, волнистой и волнисто-прерывистой слоистостью за счет чередования слоев материала различной размерности, послойных скоплений мелких растительных остатков, линз витрена. Черемховская свита.

3. Алевролит крупнозернистый, песчаный. Обладает слабо выраженной горизонтальной и волнистой слоистостью, текстурами взмучивания. Слоистость подчеркивается детритом, редкими крупными и мелкими растительными остатками, встречаются единичные корешки. Черемховская свита.

4. Алевролит крупнозернистый, со слабо выраженной горизонтальной и волнистой слоистостью, текстурами взмучивания, протыкания. Порода содержит редкий детрит, мелкие растительные остатки, корешки. Последние приурочены к верхней части слоя. Черемховская свита.

5. Алевролит крупнозернистый, песчаный, со слабо выраженной неправильной горизонтальной и волнистой слоистостью, текстурами взмучивания. Присутствуют мелкие растительные остатки, линзы витрена, детрит. Прииркутская свита.

Озерные отложения

Фация осадков относительно крупного озера

Субфация осадков прибрежной части относительно крупного озера.

Т а б л и ц а VIII

Литогенетический тип ОП-1

1. Песчаник мелкозернистый, близок к среднезернистому, с крупной и мелкой косой мульдобразной слоистостью за счет чередования слоев различной размерности, послойных скоплений слюды. Черемховская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, с крупной косой слоистостью, проявляющейся в послойном скоплении слюды, детрита. Содержит крупные обломки слоистых алевролитов из угленосной толщи. Черемховская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, с крупной и мелкой косой, горизонтальной и волнистой слоистостью. На плоскостях — обильный детрит, мелкие растительные остатки. Черемховская свита.

4. Песчаник среднезернистый, с мелкой косой разнонаправленной и мелкой косой штриховатой слоистостью. В большом количестве присутствует детрит, слюда, подчёркивающие слоистость. Прииркутская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой разнонаправленной, мелкой косой штриховатой слоистостью. Мелкие косые серии взаимно срезают друг друга. На плоскостях наложения в большом количестве присутствуют детрит и мелкие растительные остатки, слюда. Прииркутская свита.

6. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой разнонаправленной слоистостью, подчёркиваемой скоплениями детрита, мелких растительных остатков. Прииркутская свита.

Т а б л и ц а IX

Литогенетический тип ОП-2

1. Песчаник мелкозернистый, близок к среднезернистому, с тонкой и очень правильной горизонтальной слоистостью, проявляющейся за счет послойных скоплений многочисленных мелких растительных остатков, детрита. Черемховская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, с тонкой и очень правильной горизонтальной и волнистой слоистостью за счет послойных скоплений обильного детрита, мелких растительных остатков. Черемховская свита.

3. Алевролит крупнозернистый, близок к песчанику мелкозернистому, с мелкой и крупной волнистой, волнисто-прерывистой и горизонтальной слоистостью. На плоскостях—детрит, мелкие растительные остатки. Прииркутская свита.

4. Алевролит крупнозернистый, с тонкой горизонтальной, волнистой и волнисто-прерывистой слоистостью за счет прослоев мелкоалевритового материала, послонных скоплений детрита, мелких растительных остатков. Черемховская свита.

5. Алевролит мелкозернистый, участками крупнозернистый, с тонкой горизонтальной, участками мелкой косо́й слоистостью. В большом количестве присутствует мелкий детрит. Черемховская свита.

6. Алевролит крупнозернистый, с горизонтальной и волнистой слоистостью за счет прослоев мелкозернистого алевролита, послонных скоплений крупных и мелких растительных остатков. Участками слоистость нарушена слабо выраженными текстурами взмучивания. Прииркутская свита.

Субфация осадков центральной части относительно крупного озера

Т а б л и ц а X

Литогенетический тип ОЦ-1

1—2. Песчаник мелкозернистый, близок к алевролиту крупнозернистому, хорошо сортированный, с тонкой и очень правильной горизонтальной слоистостью. Растительный материал очень редок. 1 — Черемховская свита. 2 — Прииркутская свита.

3. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с тонкой горизонтальной и волнистой слоистостью. На плоскостях наложения—редкий детрит. Черемховская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, близок к алевролиту крупнозернистому, с тонкой горизонтальной слоистостью, проявляющейся в послонном скоплении тонкого растительного материала. Черемховская свита.

5. Алевролит крупнозернистый, с прослоями мелкозернистого, обладает тонкой горизонтальной слоистостью, участками напоминает тонкое переслаивание алевролитов крупно- и мелкозернистых. Прослои мелкозернистого алевролита содержат в большом количестве тонкий растительный материал. Черемховская свита.

Т а б л и ц а XI

Литогенетический тип ОЦ-2

1. Аргиллит алевроитовый, зеленовато-серый, пятнистый, со скрытой горизонтальной слоистостью, проявляющейся по способности породы раскалываться на плоско-параллельные плитки. Растительные остатки отсутствуют. Черемховская свита.

2. Алевролит мелкозернистый, сильно глинистый, зеленовато-серый. Характерна скрытая горизонтальная слоистость, фиксируемая по способности породы раскалываться на плоско-параллельные плитки. Растительные остатки отсутствуют. Прииркутская свита.

3. Алевролит крупнозернистый, сильно глинистый, зеленовато-серый. Обладает скрытой горизонтальной слоистостью, растительных остатков не содержит. В нижней части—крупная конкреция пирита. Черемховская свита.

4. Алевролит крупнозернистый, глинистый, серый, слегка зеленоватый, со слабо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью, содержит редкие мелкие обрывки растений. Прииркутская свита.

Фация осадков заболачивающегося и зарстающего озера

Т а б л и ц а XII

Литогенетический тип ОБ-1

1. Алевролит мелкозернистый, со значительной примесью крупноалевритового материала. В большом количестве—текстуры взмучивания, протыкания. Обильный растительный материал: детрит, крупные и мелкие растительные остатки, корешки. Черемховская свита.

2. Алевролит крупнозернистый, сильно песчаный, обладает отчетливыми текстурами взмучивания, протыкания. Их возникновение связано в значительной степени с воздействием на породу корешков растений. Содержание растительного материала высокое: детрит, мелкие и крупные остатки растений, корешки. Черемховская свита.

3. Аргиллит алевроитовый, сильно переработанный почвенными процессами, неслоистый, с неправильными текстурами. В большом количестве присутствует тонкое растительное вещество, пропитывающее породу. Встречаются мелкие растительные остатки, корешки. Черемховская свита.

4. Алевролит крупнозернистый, песчаный. Породы сильно переработаны древней корневой системой, в изобилии распространены текстуры взмучивания, протыкания. Черемховская свита.

Литогенетический тип ОБ-2

1. Алевролит крупнозернистый, сильно глинистый, буроватый за счет высокого содержания тонкодисперсного гумусового материала. Обладает неправильной горизонтальной и волнистой слоистостью, текстурами взмучивания. В большом количестве содержит детрит, крупные и мелкие растительные остатки. Прииркутская свита.

2. Алевролит крупнозернистый, слабо углистый, с неправильной горизонтальной и волнистой слоистостью, слабо выраженными текстурами взмучивания. В большом количестве присутствуют детрит, мелкие растительные остатки, отдельные корешки. Содержание растительного материала возрастает к верхней части. Нижняя часть образца, обладающая более светлой окраской, относится к типу ОБ-4. Черемховская свита.

3. Алевролит крупнозернистый, буровато-серый, с неправильной горизонтальной и волнистой слоистостью, текстурами взмучивания. В изобилии присутствуют детрит, крупные и мелкие растительные остатки. Прииркутская свита.

4. Глина каолинитовая, слабо углистая, со скрытой горизонтальной слоистостью, проявляющейся по способности раскалываться на плитки. Видны единичные корешки. Черемховская свита.

5. Алевролит мелкозернистый, углистый, с тонкой горизонтальной слоистостью, обильным тонким растительным материалом, мелкими линзами витрена. Черемховская свита.

6. Алевролит мелкозернистый, слабо углистый, со слабо выраженной горизонтальной и волнистой слоистостью, нарушенной текстурами взмучивания. В нижней части—конкреционные выделения кальцита эпигенетического происхождения. Черемховская свита.

Таблица XIV

Литогенетический тип ОБ-3

1. Алевролит мелкозернистый, с примесью крупноалевритового и мелкопесчаного материала, отчетливыми текстурами взмучивания, нарушенной горизонтальной и волнистой слоистостью. Обильны крупные и мелкие растительные остатки, линзы витрена. Прииркутская свита.

2—3. Алевролит крупнозернистый, песчанистый, с текстурами интенсивного взмучивания. Присутствуют многочисленные мелкие растительные остатки, детрит. Прииркутская свита.

4. Алевролит крупнозернистый, сильно глинистый, с сильно нарушенной горизонтальной и волнистой слоистостью, текстурами взмучивания. По всему слою—многочисленные мелкие корешки. Прииркутская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, алевритовый, с нарушенной горизонтальной и волнистой слоистостью, текстурами взмучивания. Слоистость проявляется вследствие наличия прослоев алевритового материала; по всему слою—детрит, мелкие растительные остатки, корешки. Прииркутская свита.

Таблица XV

Литогенетический тип ОБ-4

1. Алевролит крупнозернистый, со слабо выраженной горизонтальной, волнистой слоистостью и текстурами взмучивания, проявляющимися в результате неравномерного распределения алеврито-глинистого и тонкодисперсного гумусового материала, содержит детрит, мелкие растительные остатки. Прииркутская свита.

2. Алевролит крупнозернистый, со слабо выраженными текстурами взмучивания. Присутствуют в небольшом количестве мелкие растительные остатки, детрит. Прииркутская свита.

3. Алевролит мелкозернистый, со слабо выраженной горизонтальной и волнистой слоистостью, текстурами взмучивания. Растительный материал очень редок: детрит, мелкие обрывки стеблей и листьев. Присутствуют конкреции пирита. Прииркутская свита.

4. Алевролит крупнозернистый, со слабо выраженными горизонтальной, волнистой слоистостью, текстурами взмучивания. Присутствуют угловатые обломки аргиллита, попавшие в породу вследствие процессов взмучивания. Прииркутская свита.

Фацция пролувиальных осадков

Таблица XVI, 1, 2

1. Литогенетический тип ПР-1. Алеврито-глинистая брекчия с включением неокатанных обломков известняков, неслоистая, несортированная, содержит в большом количестве примесь алеврито-глинистого материала. Растительные остатки отсутствуют. Черемховская свита.

2. Литогенетический тип ПР-2. Песчаник среднезернистый, сильно глинистый, плохо сортированный, обладает пологой крупной косой слоистостью за счет чередования слоев, в различной степени обогащенных алеврито-глинистым материалом. На плоскостях наложения — слюда, редкий детрит, мелкие растительные остатки. Черемховская свита.

Фацция элювиально-делювиальных осадков

Таблица XVI, 3—6

Литогенетический тип ЭД-1

3. Карбонатно-кремнистая брекчия, неслоистая, несортированная, с высоким содержанием алеврито-глинистого материала, играющего роль цемента. Размер карбонатных обломков колеблется от 7—8 см до долей сантиметра. Все они сильно разложены. Обломки кремня, присутствующие в значительном количестве, имеют размеры не более 1 см. Растительный материал полностью отсутствует. Черемховская свита.

4. То же. Обломки кремня редки. Обломки карбонатных пород слабо разложены, размер их достигает 3—4 см.

Литогенетический тип ЭД-2

5. Алевролит мелкозернистый, сильно глинистый, с пятнистой окраской, образование которой связано с неравномерным разложением карбонатных обломков. Растительный материал полностью отсутствует. Черемховская свита.

6. Алевролит крупнозернистый, песчаный, с пятнистой окраской. Более светлые участки обогащены карбонатным материалом и представляют реликты неполностью разложенных обломков карбоната. Растительный материал отсутствует. Черемховская свита.

ОСНОВНЫЕ МИНЕРАЛЫ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

Таблица XVII

Полевые шпаты

1. Общий вид зерна микроклина угловато-окатанной формы, не затронутого выветриванием. Николи +, увел. 75.

2. Зерно ортоклаза угловато-окатанной формы, слабо затронуто выветриванием. Николи +, увел. 100.

3. Обломок плагиоклаза, сильно выветрелый, содержащий в большом количестве агрегат соссюрита. Николи +, увел. 75.

4. Обломок калиевого полевого шпата хорошо окатанной формы, сильно выветрелый, пелитизированный. Николи ||, увел. 75.

5. Зерно калиевого полевого шпата, подвергшееся регенерации в породах угленосной толщи. Каемочка регенерации, обладая другими углами угасания, четко отличается от обломочной части. Николи +, увел. 100.

6. Регенерированное зерно калиевого полевого шпата. Границы регенерационной каемочки и обломочной части зерна фиксируются вследствие некоторой выветрелости последней.

7. Обломок калиевого полевого шпата, корродированный монтмориллонитовым материалом цемента. Николи +, увел. 150.

8. Реликты цеолитизированного зерна плагиоклаза, подвергшегося в дальнейшем каолинизации. Темное — каолинит, светлое — цеолит, участками сохранился полевошпатовый материал. Николи +, увел. 200.

9. Реликты, зерна альбита, подвергшегося сначала цеолитизации, а затем каолинизации. Николи +, увел. 100.

Таблица XVIII

Кварц

1. Кварц из изверженных пород. Видны включения рудной пыли. Николи +, увел. 75.

2. То же. Видно включение циркона.
3. Кварц из осадочных пород. Николи +, увел. 100.
4. Гранулированный кварц из метаморфических пород. Николи +, увел. 100.
5. Чечевицеобразное зерно кварца из метаморфических пород. Николи +, увел. 50.
6. Зерно кварца, подвергшееся интенсивной регенерации в породах угленосной толщи. Николи +, увел. 50.
7. Участок песчаника с кварцевым цементом, образовавшимся в результате регенерации зерен. Николи +, увел. 150.
8. Растворение обломка микроклина под давлением со стороны обломка кварца. Николи +, увел. 50.
9. Общий вид песчаника с интенсивно развитыми явлениями регенерации обломков кварца. Николи +, увел. 50.

Т а б л и ц а XIX

Гранат

- 1—3. Обломочные зерна граната резко остроугольной формы. Увел. 500.
4. Зерно граната ромбододекаэдрического габитуса. Увел. 500.
5. Несколько окатанное зерно граната. Увел. 500.
- 6, 8. Структуры растворения на обломках граната. Увел. 500.
7. То же. Увел. 1500.

Апатит

- 9—13. Обломочные зерна апатита, не подвергшиеся механической обработке. Увел. 500.
- 14, 15. Заметно окатанные обломки апатита. Увел. 300.
16. То же. Увел. 500.

Сфен

17. Неокатанные обломки сфена. Увел. 500.
18. То же. Увел. 300.
- 19, 21. Хорошо окатанные обломки сфена. Увел. 500.
20. То же. Увел. 300.
- 22—24. Зерна сфена, подвергшиеся растворению. Увел. 500.

Т а б л и ц а XX

Эпидот

1. Зерно эпидота, разбитое густой сетью трещин, с большим количеством включений. Увел. 500.
2. Зерно эпидота однородного кристаллического строения. Увел. 500.
- 3—6. Зерна эпидота, подвергшиеся растворению. Увел. 500.

Рутил

- 7, 8. Зерна рутила полуокатанной формы, не затронутые лейкоксенизацией. Увел. 750.
9. Полуокатанное сильно лейкоксенизированное зерно рутила. Увел. 750.

Циркон

- 10—12. Кристаллики циркона однородного строения, не захваченные механической обработкой. Увел. 500.
- 13, 14. То же. Увел. 300.
- 15, 16. Слабо окатанные зернышки циркона зонарного строения. Увел. 500.
- 17—19. Заметно окатанные зернышки циркона. Увел. 500.

Ставролит

20. Слабо окатанное зерно ставролита призматического габитуса. Увел. 500.
21. Слабо окатанное зерно ставролита резко угловатой формы. Увел. 500.
- 22, 23. Зерна ставролита, подвергшиеся интенсивному растворению. Увел. 750.

Т а б л и ц а XXI, 1—11

Дистен

- 1—4. Общий вид зерен дистена. Увел. 500.
- 5, 6. Зерна дистена, подвергшиеся растворению. Увел. 500.

Турмалин

- 7—11. Общий вид обломочных зерен турмалина. Увел. 500.

ТИПЫ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫХ ПОРОД

Первый тип эпигенетических изменений

Т а б л и ц а XXI, 12—14

12. Формирование каолинитового цемента породы за счет разложения тонкодисперсной массы сильно гидратированного биотита. Каолинит формируется лишь в центральных частях пор, их периферия состоит из биотита. Николи ||, увел. 150.

13. Формирование каолинитового цемента породы. От первичного биотитового материала, выполнявшего поры, сохранились лишь отдельные волокна, чешуйки и тонкие пленочки по периферии обломочных зерен. Видна хорошо сохранившаяся чешуйка биотита, не затронутая изменением. Николи ||, увел. 150.

14. Чешуйка бесцветной гидрослюда — продукт глубокой гидратации биотита. Видно образование «лент», ориентированных перпендикулярно направлению спайности. Николи +, увел. 350.

Т а б л и ц а XXII

1. Начальные стадии гидратации чешуйки биотита при ее переходе в каолинит. Николи ||, увел. 300.

2. Пакет чередования волокон бесцветной гидрослюда и биотита. Видна неравномерность гидратации чешуйки биотита. Особенно сильно гидратируется часть ее, выполняющая пору между обломками. Николи +, увел. 150.

3. Агрегат крупных вермикулитов каолинита, сформировавшихся за счет преобразования крупной чешуйки биотита. В некоторых вермикулитах присутствуют волокна гидрослюда. Николи +, увел. 100.

4. Формирование пирита по чешуйке биотита, находящейся на начальной стадии гидратации и перехода в каолинит. Николи +, увел. 350.

5. Аутигенный пирит, сформировавшийся по чешуйке биотита. Биотит полностью перешел в каолинит. Николи ||, увел. 100.

Второй тип эпигенетических изменений

Т а б л и ц а XXIII

1. Общий вид новообразованного хлоритового цемента. Видна крустификационная пленочка хлорита на границе с обломочными зернами и тонкодисперсная масса хлорита в центре поры. Темное — выделение аутигенного лимонита, являющегося одним из продуктов этого процесса. Николи ||, увел. 150.

2. Начальные этапы преобразования аутигенного хлоритового цемента в каолинит. На границе с обломком видна крустификационная каемочка хлорита; ближе к центру — лимонит. От безжелезистого хлорита, выполнявшего первично центр поры, сохранились отдельные чешуйки. Николи ||, увел. 200.

3. Конечные стадии преобразования хлорита в каолинит. Сохранилась лишь крустификационная пленочка хлорита по периферии зерен. В остальной части пор присутствует каолинит, имеющий вермикулитовое строение. Николи ||, увел. 100.

4. То же. Увел. 300.

Третий тип эпигенетических изменений

Т а б л и ц а XXIV, 1, 2

1. Общий вид песчаника с тонкодисперсным новообразованным монтмориллонитовым цементом. Николи ||, увел. 100.

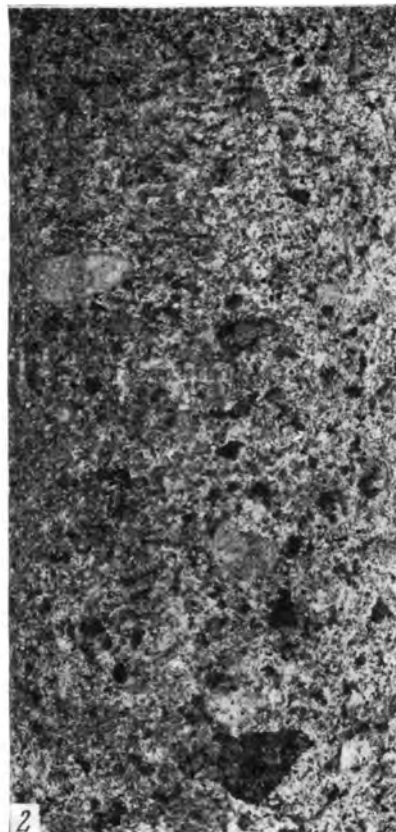
2. Песчаник с новообразованным монтмориллонитовым цементом. Видна чешуйка биотита, перешедшая в тонкодисперсный монтмориллонит, темное — выделения пирита. Николи ||, увел. 100.

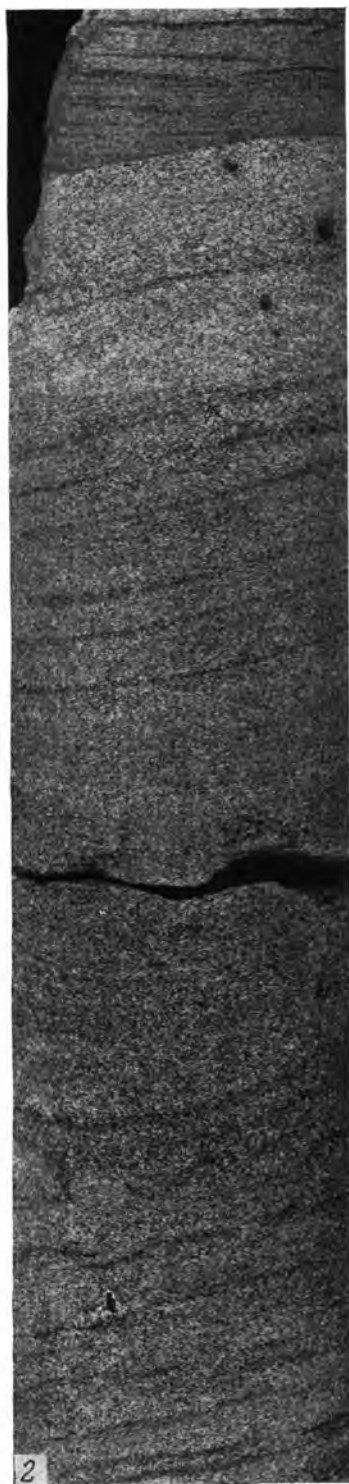
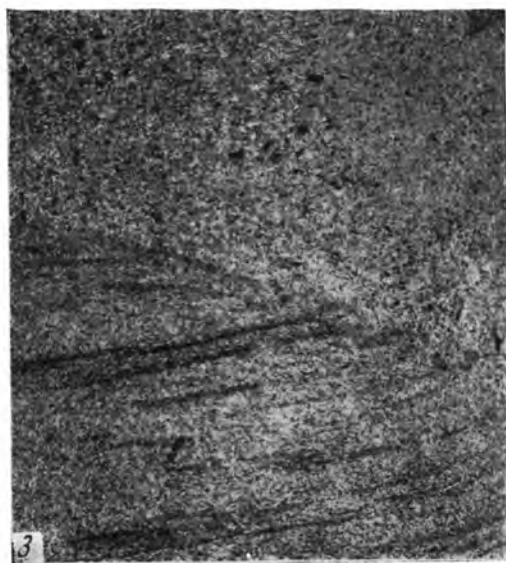
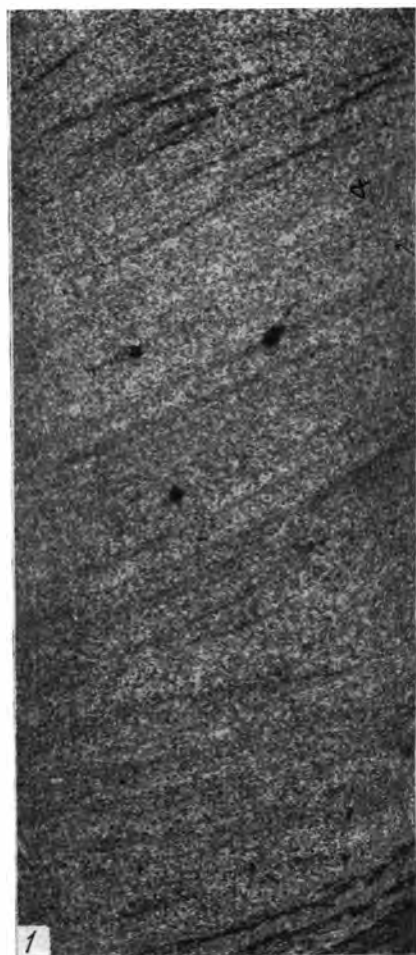
Эпигенетическая карбонатизация

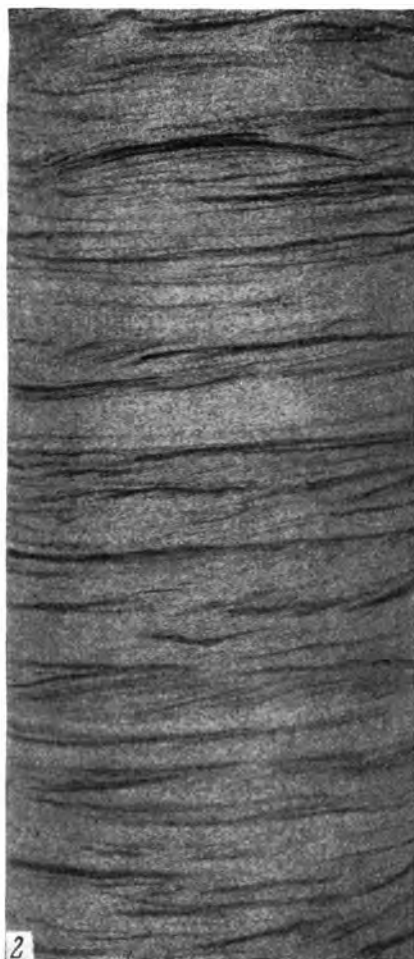
Т а б л и ц а XXIV, 3, 4

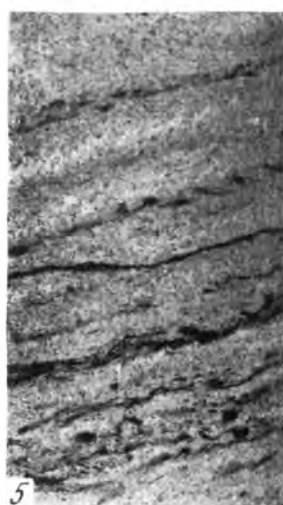
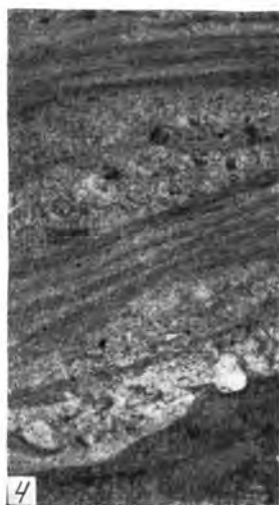
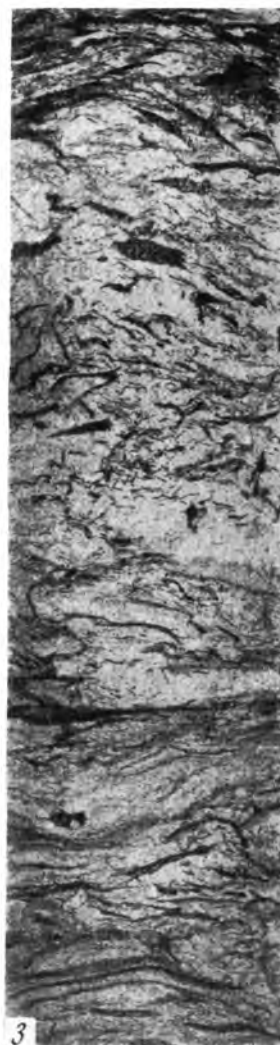
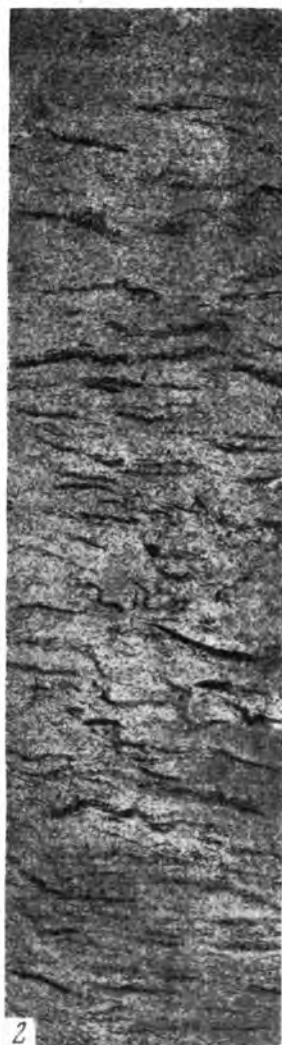
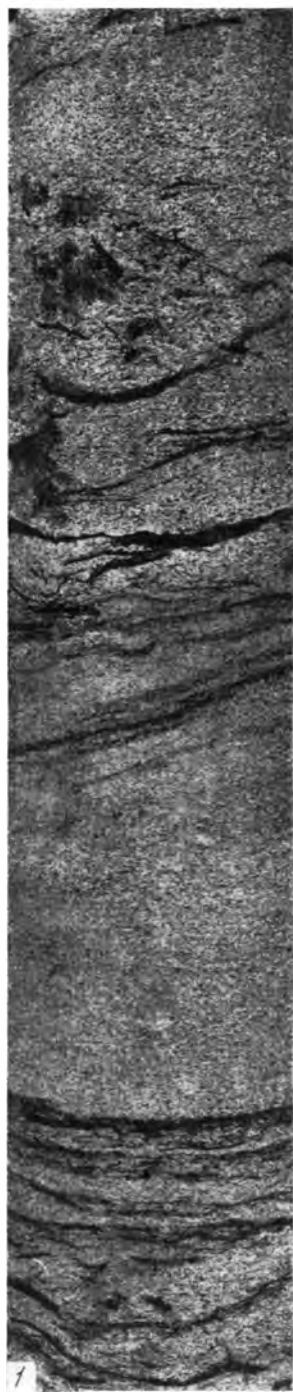
3. Песчаник с новообразованным карбонатным цементом, интенсивно корродирующим обломочные зерна. Формирование карбоната происходило после появления аутигенного кварца и регенерации обломочных зерен. Николи +, увел. 300.

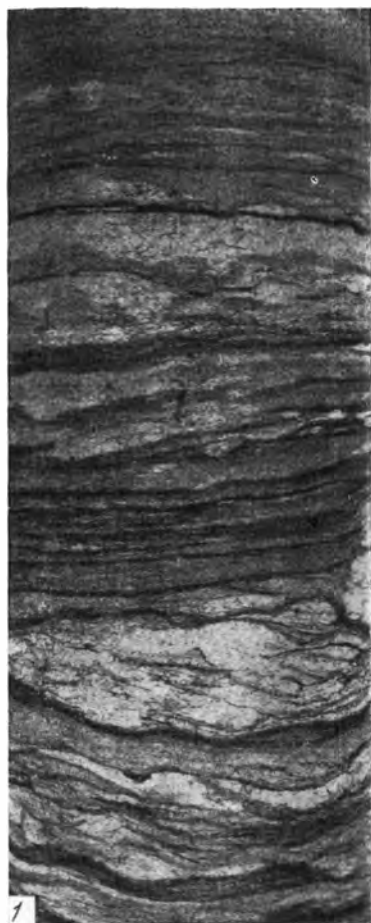
4. Песчаник с кристаллическим карбонатным цементом. На эпигенетическое происхождение последнего указывает регенерационная каемочка кварца около некоторых обломочных зерен. Николи +, увел. 100.

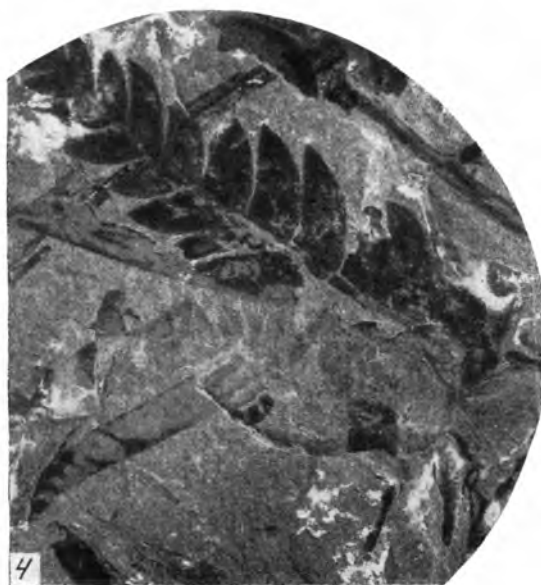
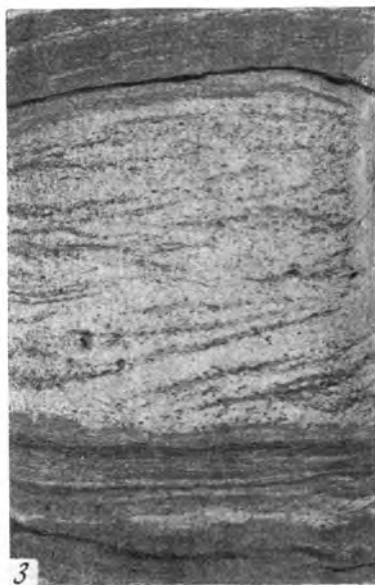
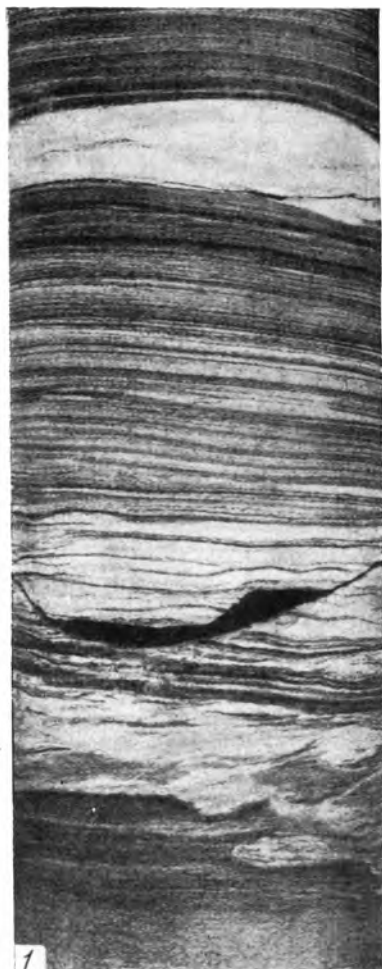


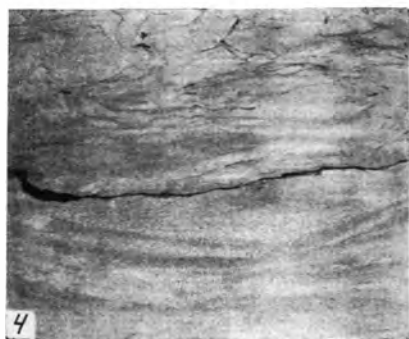


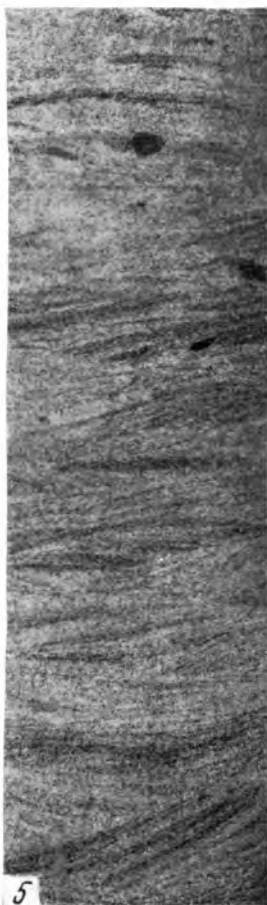
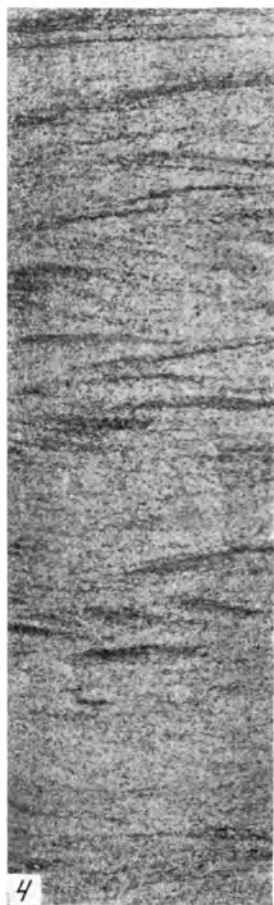
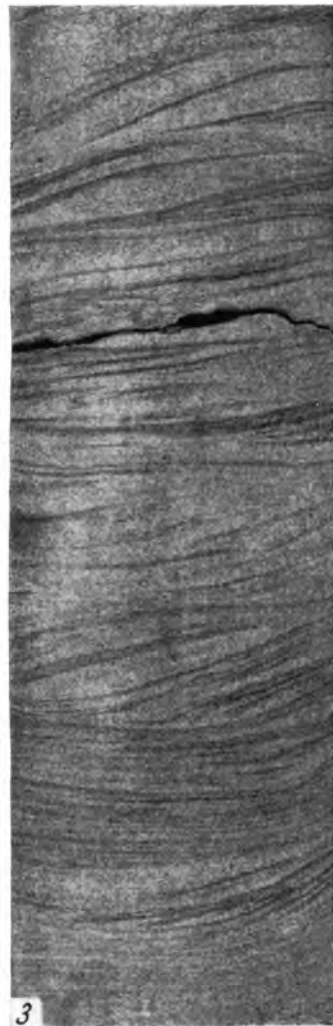


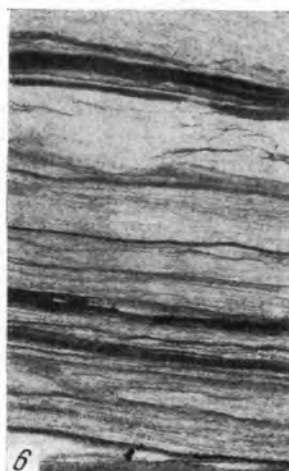
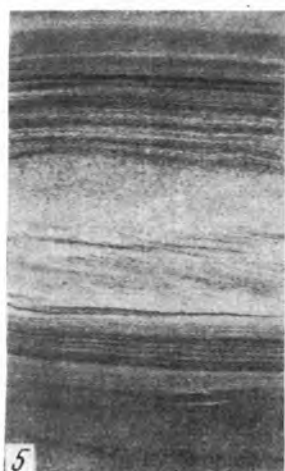
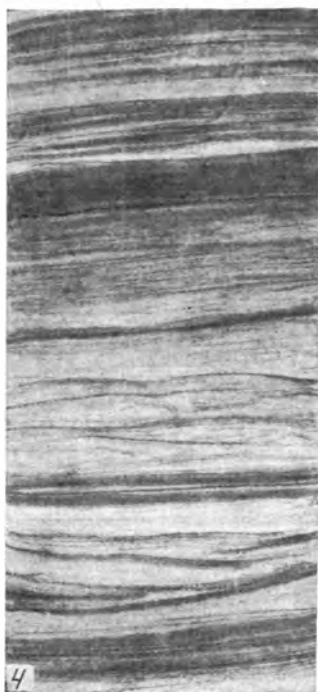
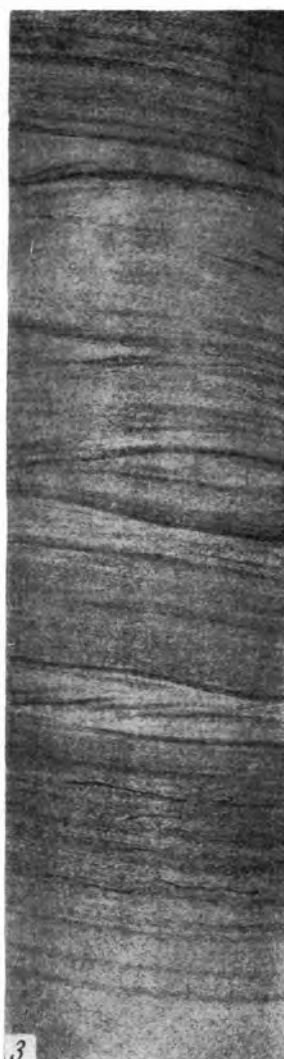
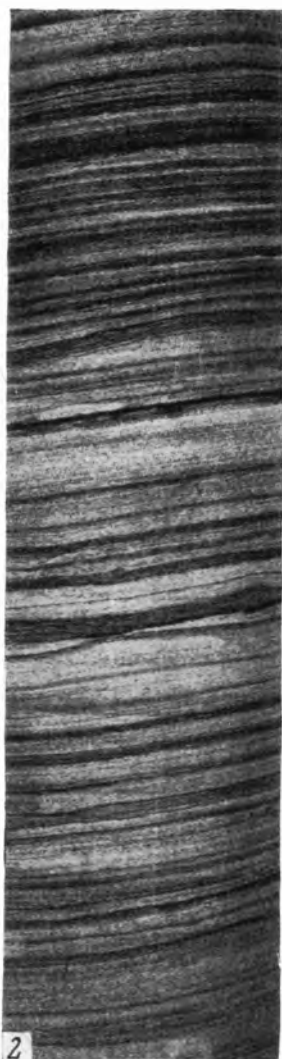
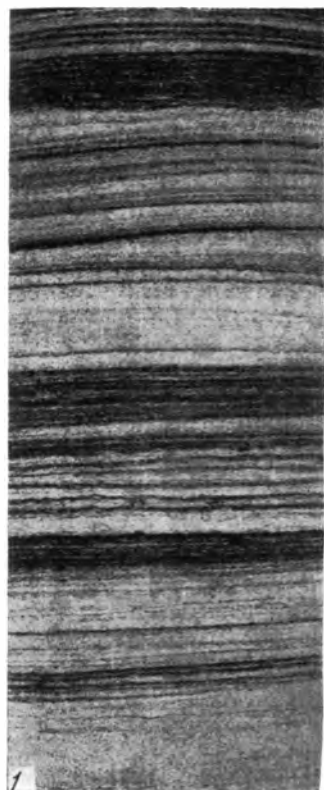


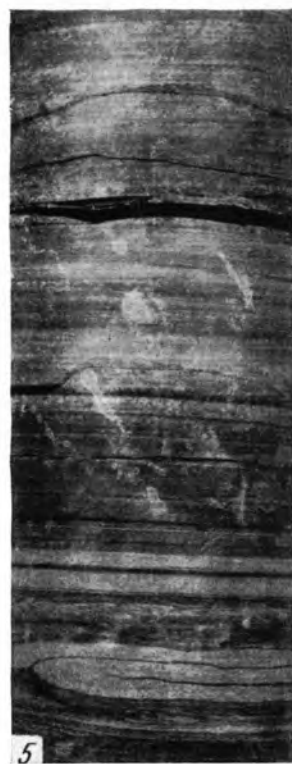
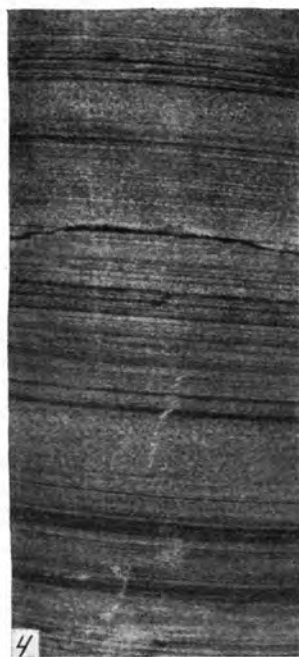
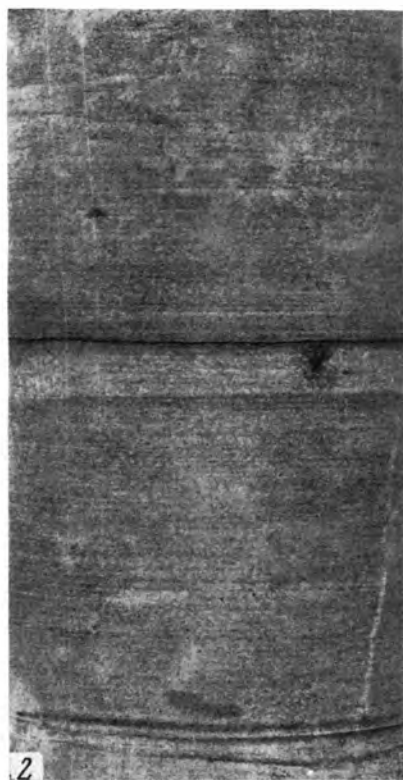


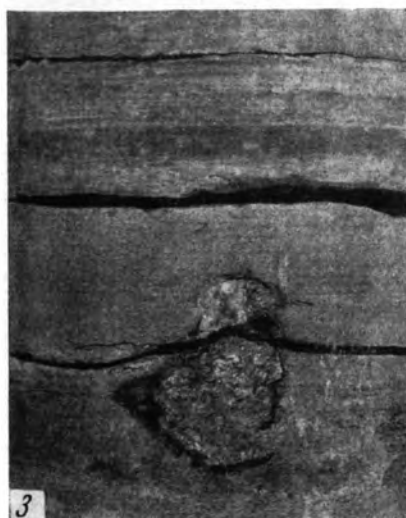


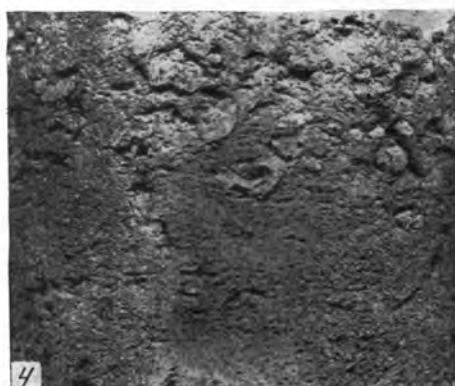
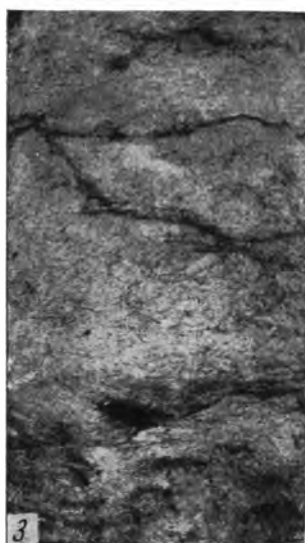
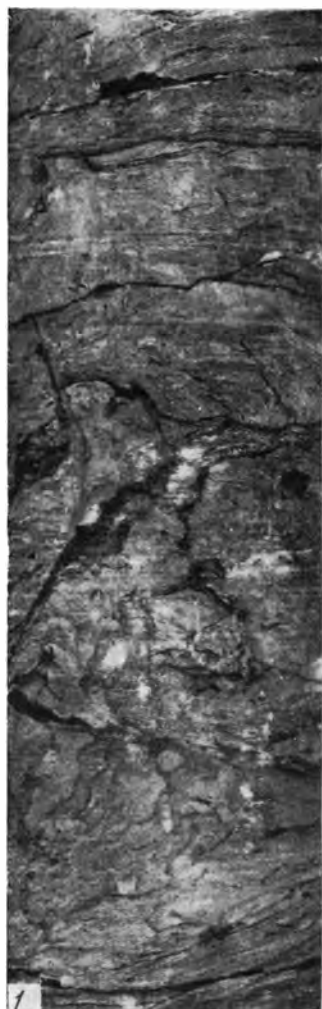


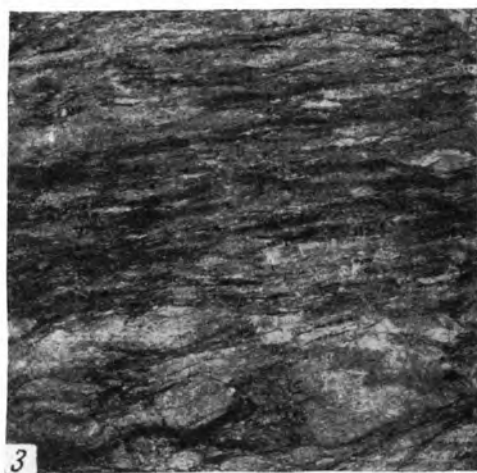


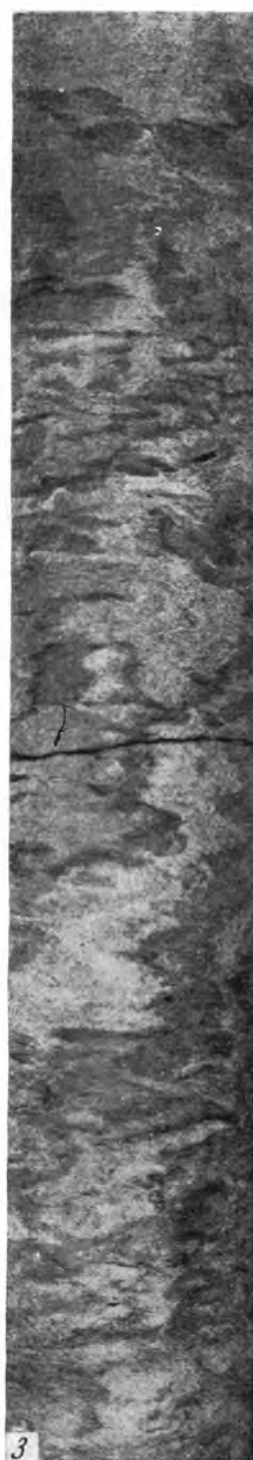


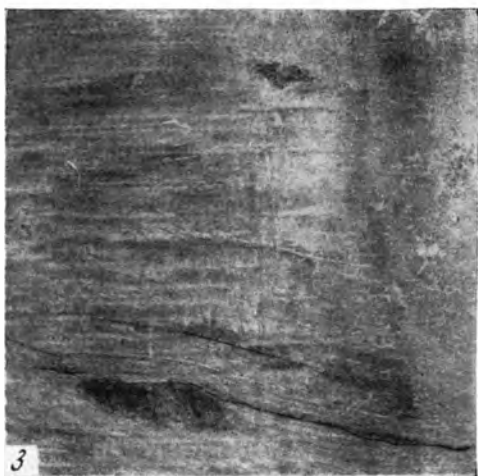


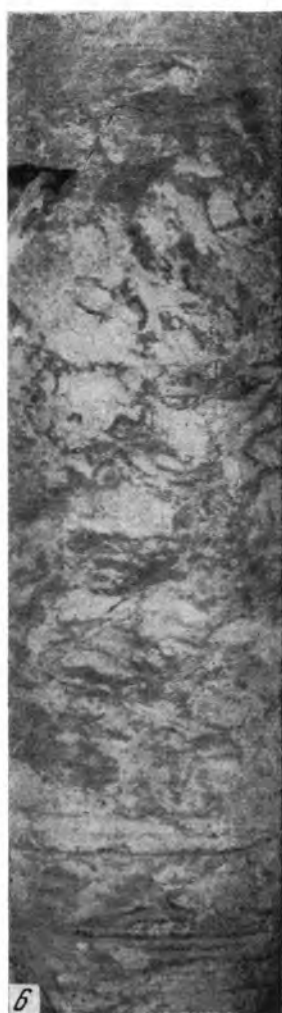
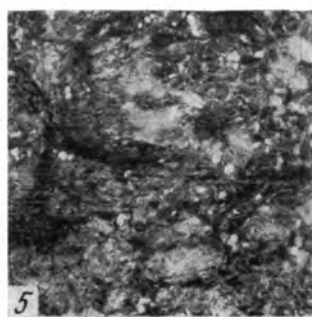
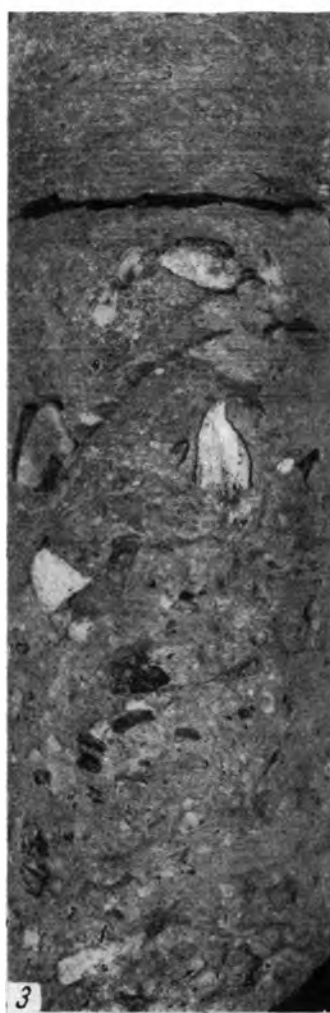
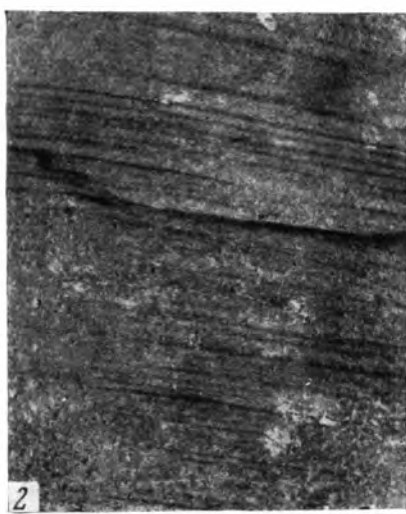
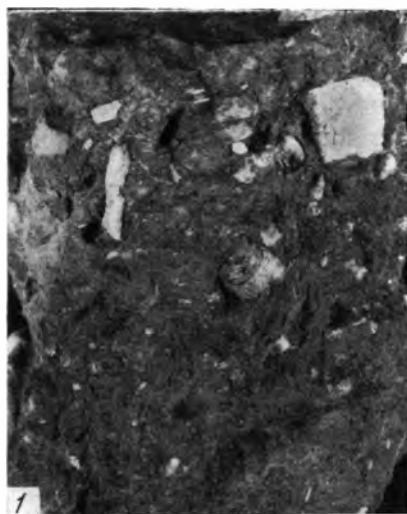


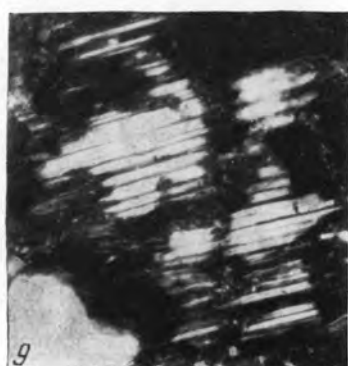
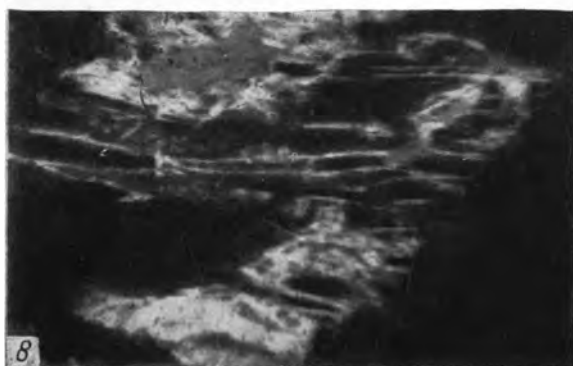
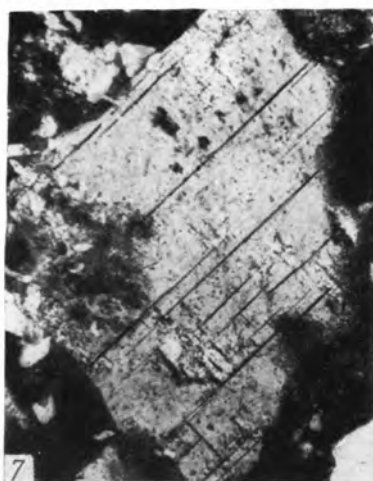
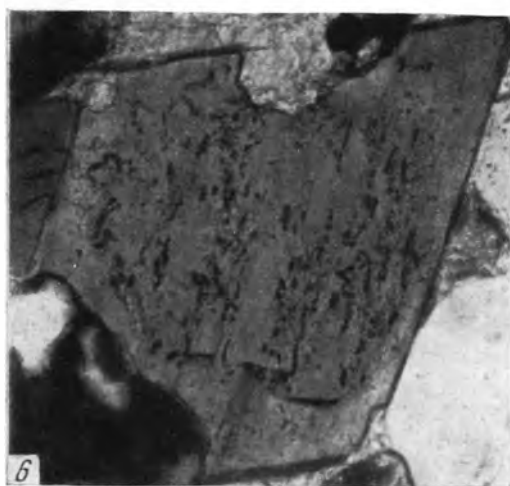
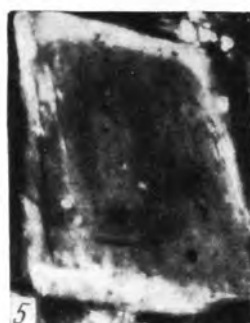
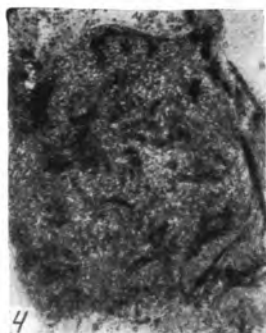
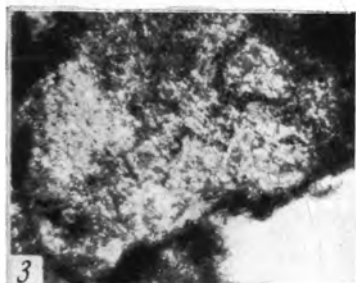
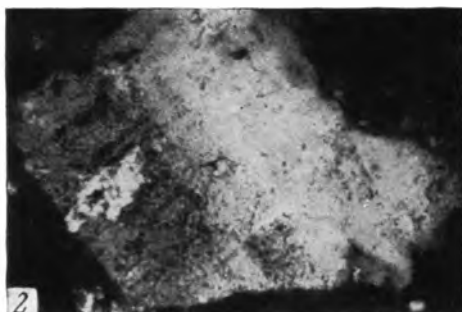
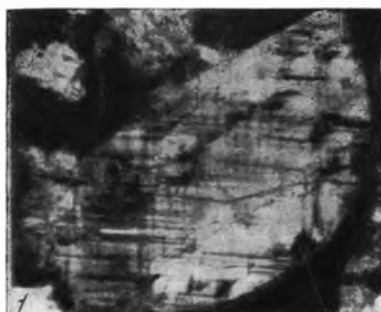


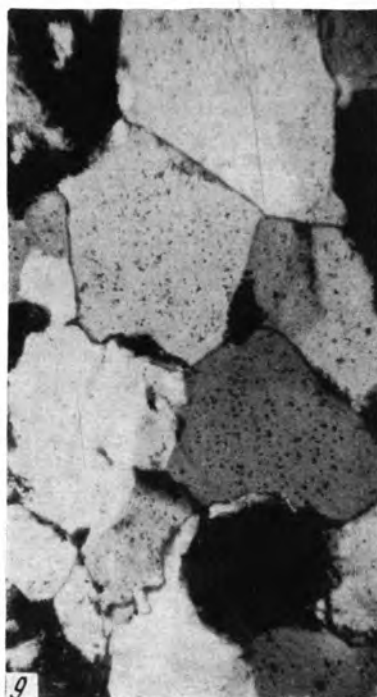
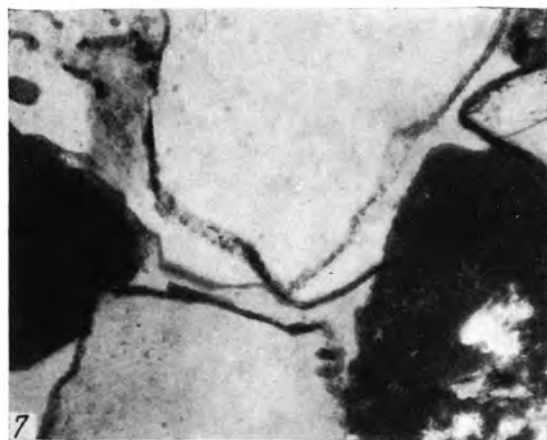
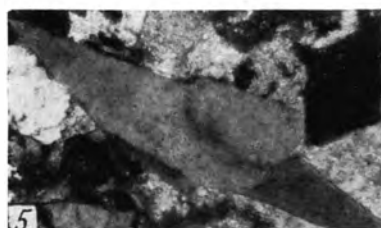
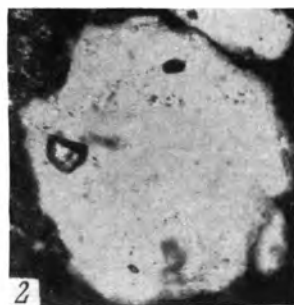
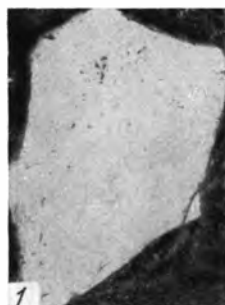


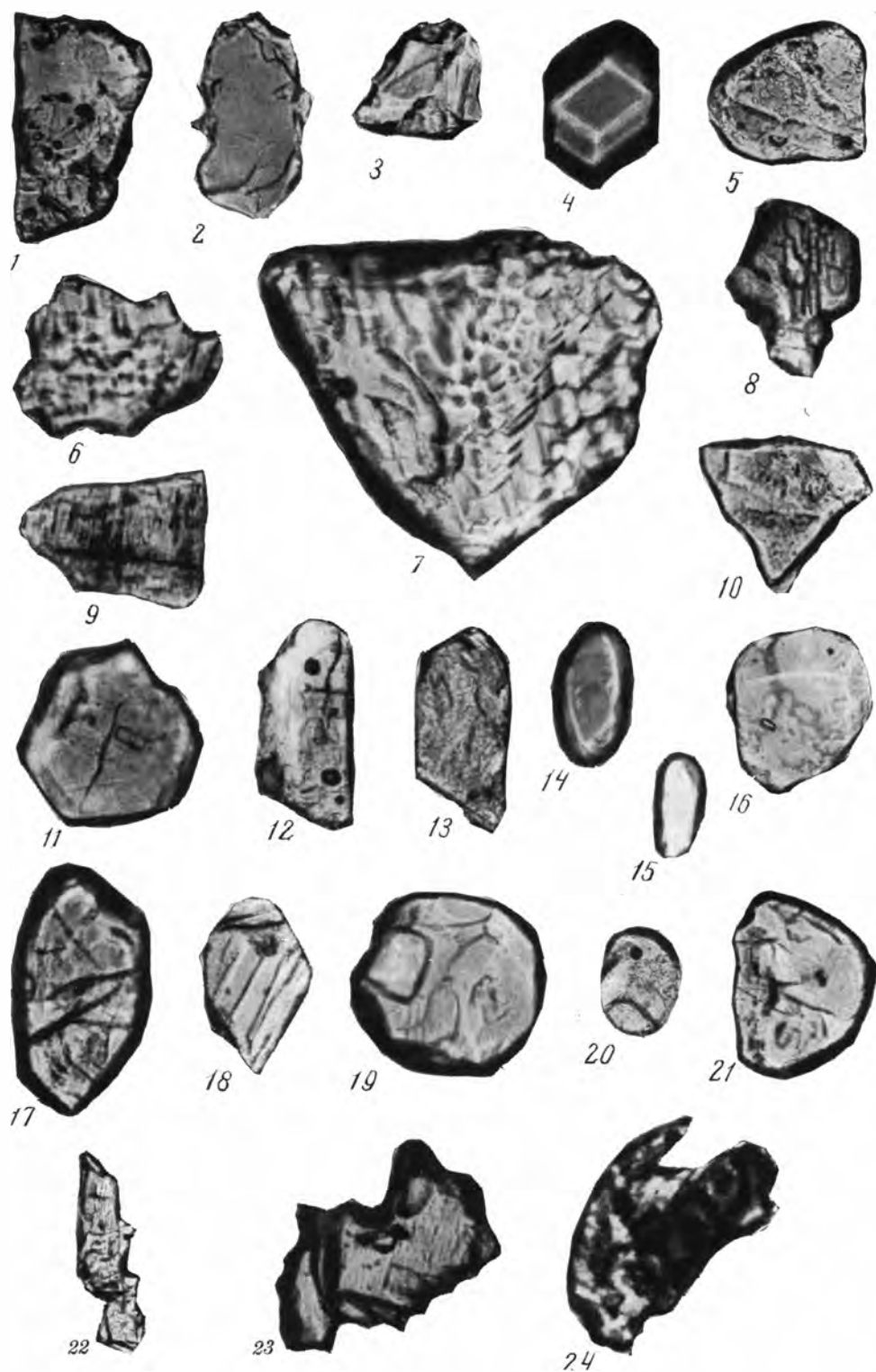


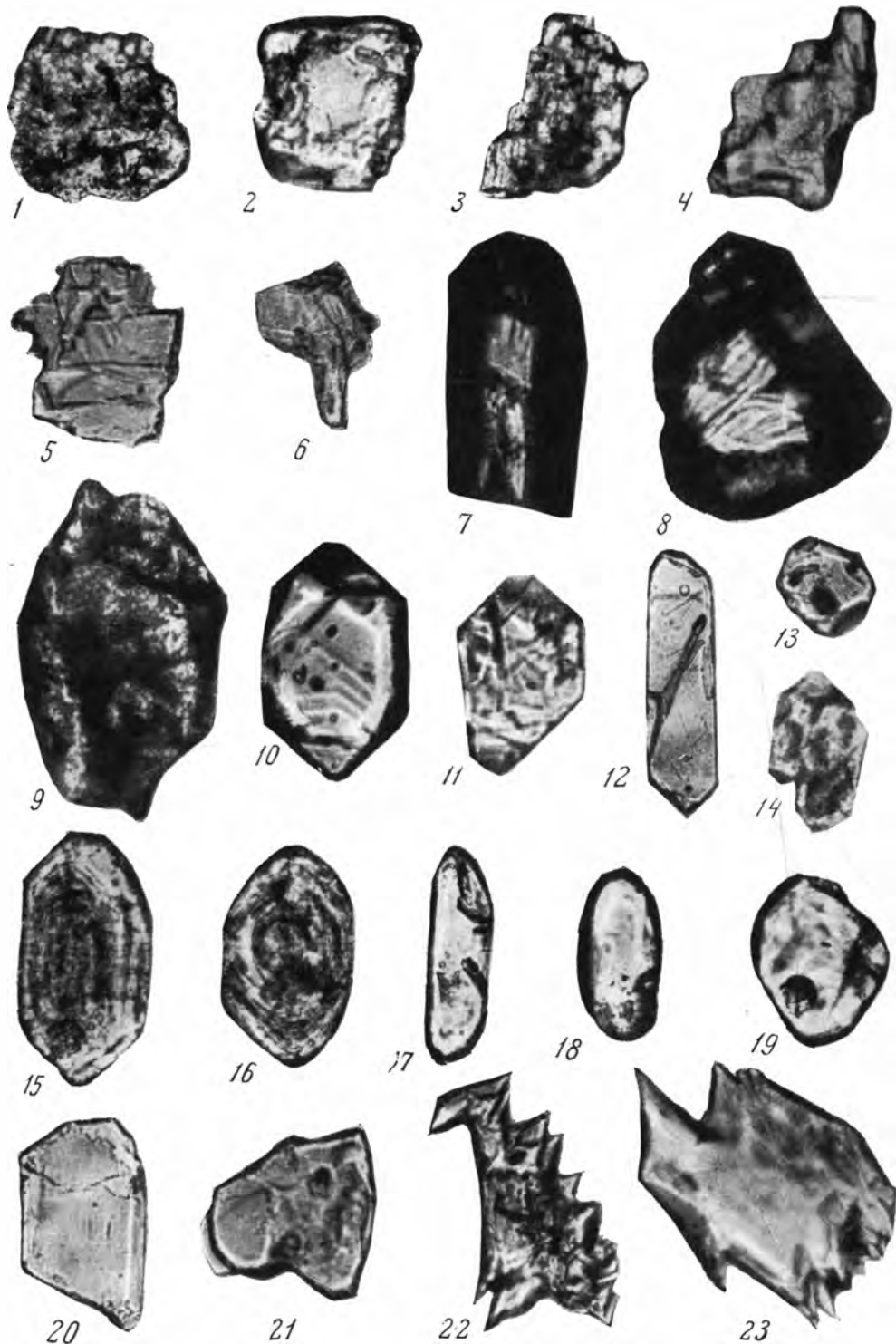


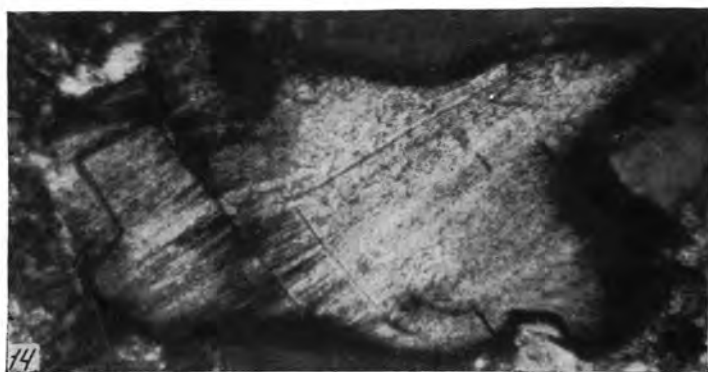
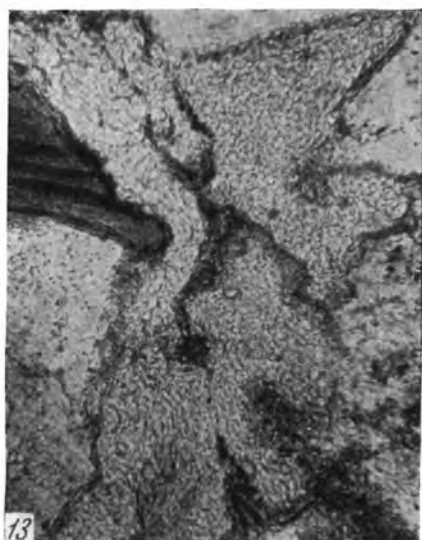
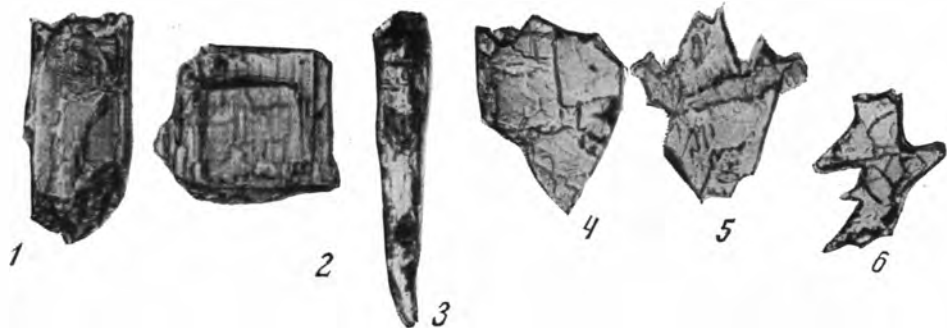


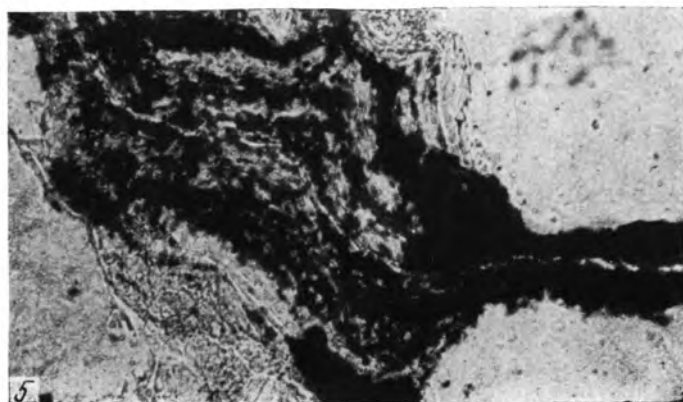
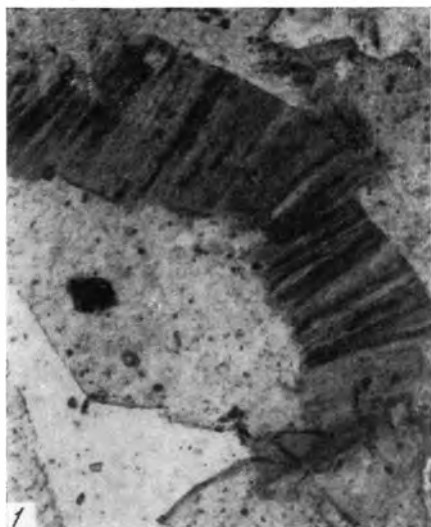


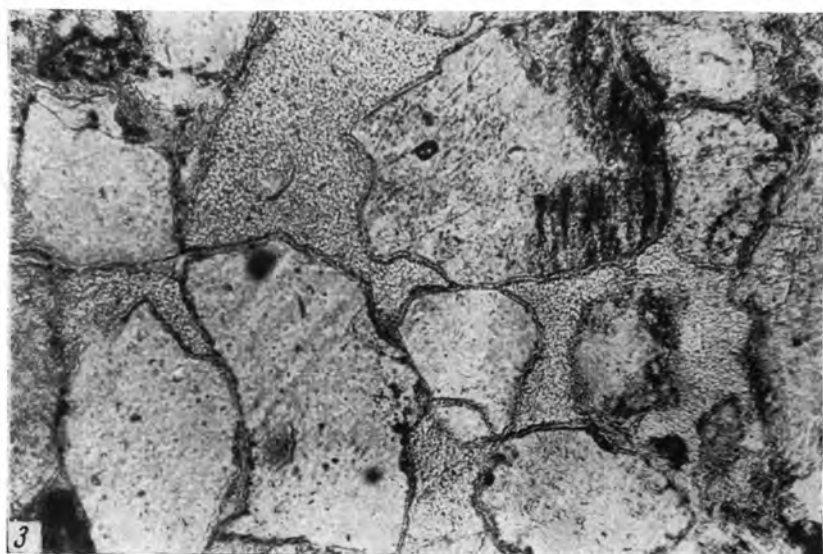


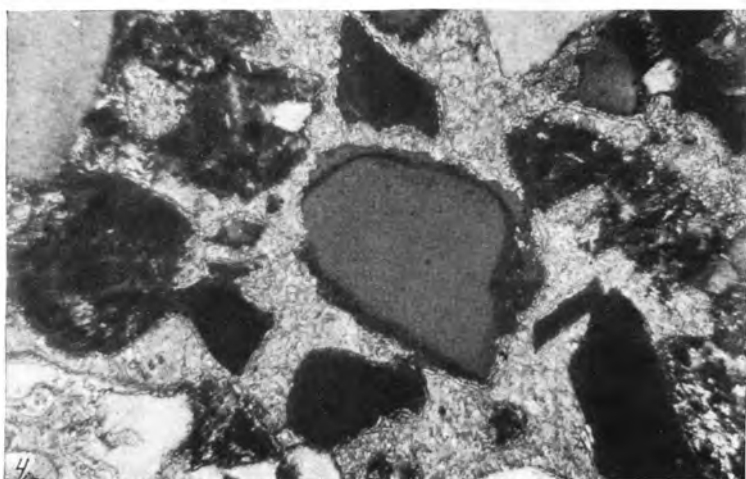
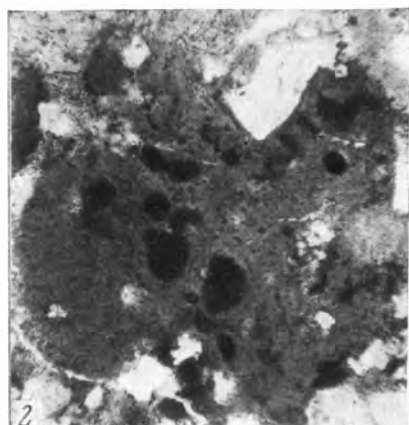
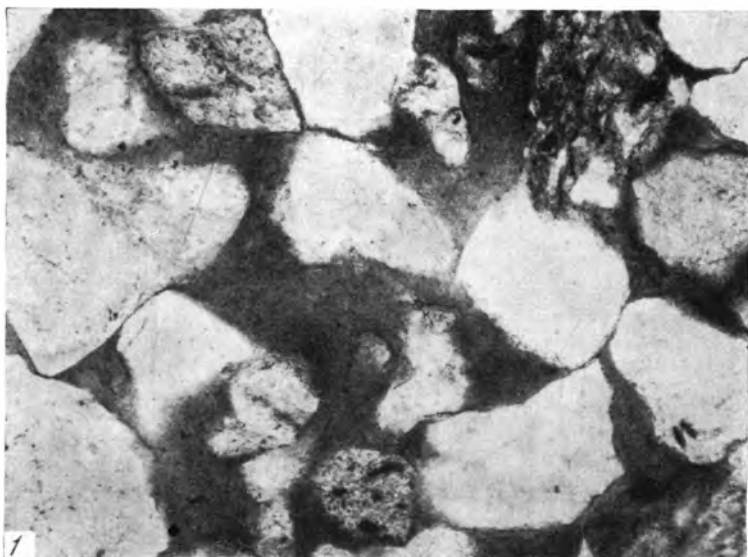












СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
История литологического изучения угленосных отложений центральной части Иркутского бассейна	7
Общая геологическая характеристика района	12
Доюрские образования	12
Литолого-стратиграфическая характеристика юрской угленосной толщи	15
Условия залегания пород угленосной толщи	18
Типы пород угленосной толщи	21
Обломочные породы	21
Глинистые породы	24
Литогенетические типы и фации угленосных отложений	34
Аллювиальные отложения	34
Озерные отложения	42
Болотные отложения	48
Пролувиальные и элювиально-делювиальные отложения	49
Циклы и циклическое строение угленосной толщи	54
Типы циклов угленосной толщи	54
Характер циклического строения угленосной толщи	62
Причины циклического строения угленосной толщи	67
Основные обломочные породообразующие и акцессорные минералы пород угленосной толщи	70
Терригенно-минеральные ассоциации пород угленосной толщи. Возможные пита- ющие провинции	79
Первая ассоциация, с мономинеральными кварцевыми песчаниками и гравелитами	79
Вторая ассоциация, с аркозово-граувакковыми песчаниками, содержащими в большом количестве обломки кислых эффузивов	82
Третья ассоциация, с олигомиктовыми песчаниками и гравелитами при низком содержании биотита	84
Четвертая ассоциация, с граувакково-аркозовыми песчаниками и гравелитами при значительном содержании бурого биотита и кислых полевых шпатов	87
Пятая ассоциация, с «олигомиктовыми» песчаниками и гравелитами при высоком содержании биотита	89
Шестая ассоциация, с граувакково-аркозовыми песчано-гравийными породами, содержащими в большом количестве эпидот, зеленый биотит и средние плагиоклазы	91
Седьмая ассоциация, с граувакково-аркозовыми песчаниками и гравелитами, содержащими кислые полевые шпаты и бурый биотит хорошей сохран- ности	93
Вторичные изменения пород угленосной толщи	110
Диагенез	110
Эпигенез	113
Выветривание	133
Палеогеография и условия формирования угленосной толщи	134
Заключение	149
Литература	152
Объяснение к таблицам	157
Таблицы I—XXIV	164

CONTENTS

Introduction	5
History of the lithological studies of coal-bearing deposits in the central part of Irkutsk basin	7
General geological characteristic of the region	12
Prejurassic formations	12
Lithological and stratigraphic characteristics of the Jurassic coal-bearing series	15
Conditions of rock occurrence in coal-bearing series	18
Rock types of coal-bearing series	21
Detrital rocks	21
Argillaceous rocks	24
Lithogenetical types and facies of coal-bearing deposits	34
Alluvial deposits	34
Lacustrine deposits	42
Bog deposits	48
Proluvial and eluvial-deluvial deposits	49
Cycles and cyclic structure of coal-bearing series	54
Types of cycles of coal-bearing series	54
Character of the cyclic structure of coal-bearing series	62
Some reasons of the cyclic structure of coal-bearing series	67
Main detrital rock-forming and accessory minerals in rocks of coal-bearing series	70
Terrigene-mineralogical rock associations in rocks of coal-bearing series. Possible distributive provinces	79
First association, with monomineral quartzly sandstones and gritstones	79
Second association, with arkosic-graywacke sandstones, containing abundant fragments of acid effusives	82
Third association, with oligomikt sandstones and gritstones and low biotite content	84
Fourth association, with graywacke-arkosic sandstones and gritstones and a considerable content of brown biotite and acid feldspar	87
Fifth association, with «ologomikt» sandstones and gritstones and a high biotite content	89
Sixth association, with graywacke-arkosic sandstones and gritstones containing large quantities of epidote, green biotite and intermediate plagioclase	91
Seventh association, with graywacke-arkosic sandstones and gritstones, containing acid feldspars and well preserved brown biotite	93
Secondary changes in rocks of coal-bearing series	110
Diagenesis	110
Epigenesis	113
Weathering	133
Paleogeography and conditions of coal-bearing series formations	134
Conclusion	149
Bibliography	152
Explanation of plates	157
Plates I—XXIV	164

Владимир Иванович Копорудин

**Вещественный состав, фации и условия формирования
угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна**

Труды ГИН, вып. 160

*Утверждено к печати Геологическим институтом
АН СССР*

Редактор издательства *Н. А. Никитина*

Технический редактор *В. И. Зудина*

Сдано в набор 23/III-1966 г. Подписано в печать 1/VII-1966 г.

Формат 70×108^{1/16}. Печ. л. 10,5+17 вкл. (4,5 л.).

Усл. печ. л. 14,7+6,3 вкл. Уч.-изд. л. 14,3+5,3 вкл.=19,3

Тираж 900 экз. Изд. № 1035/66. Тип. зак. 405. Т-09648.

Цена 1 р. 41 к.

Издательство «Наука»

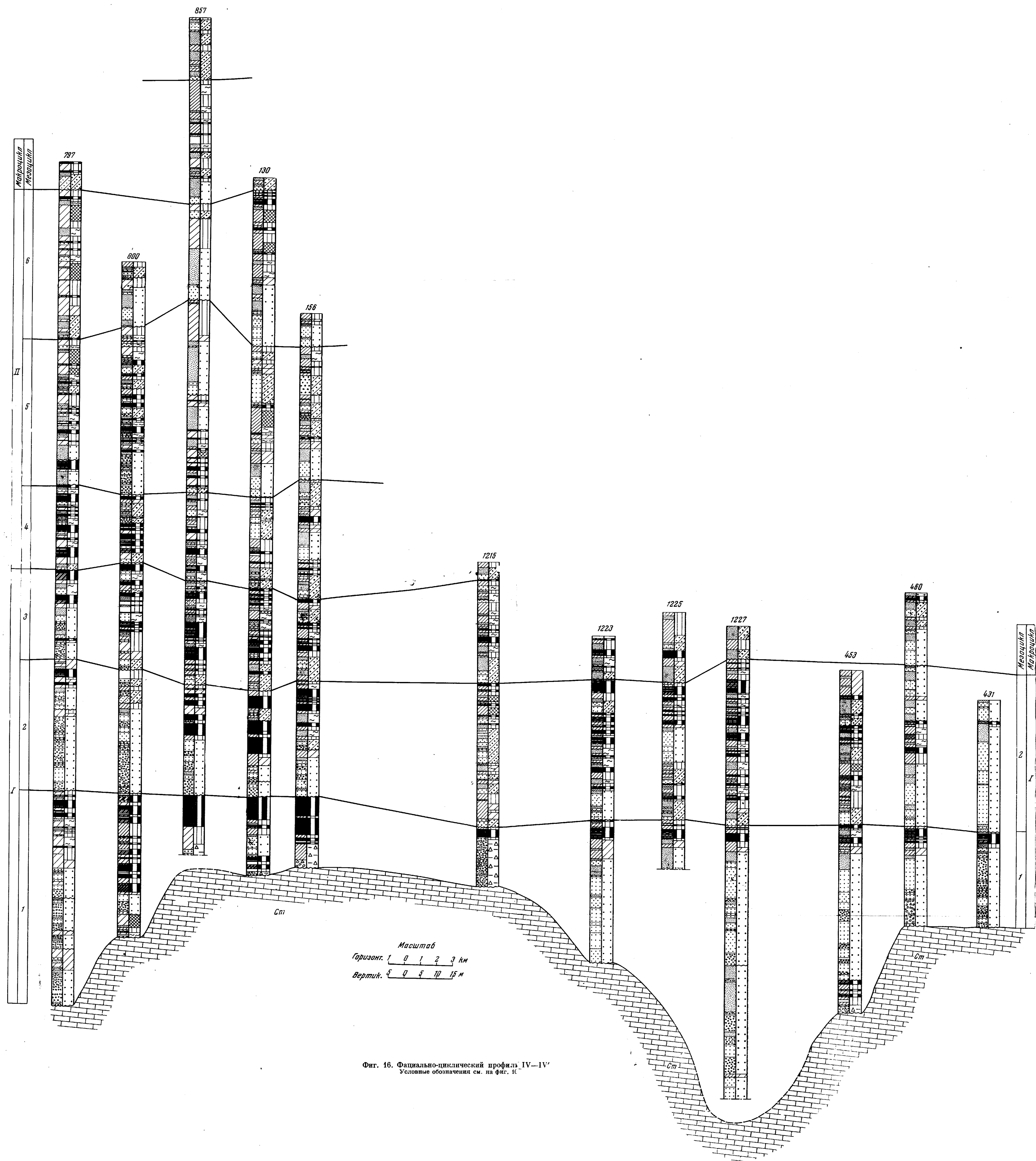
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»

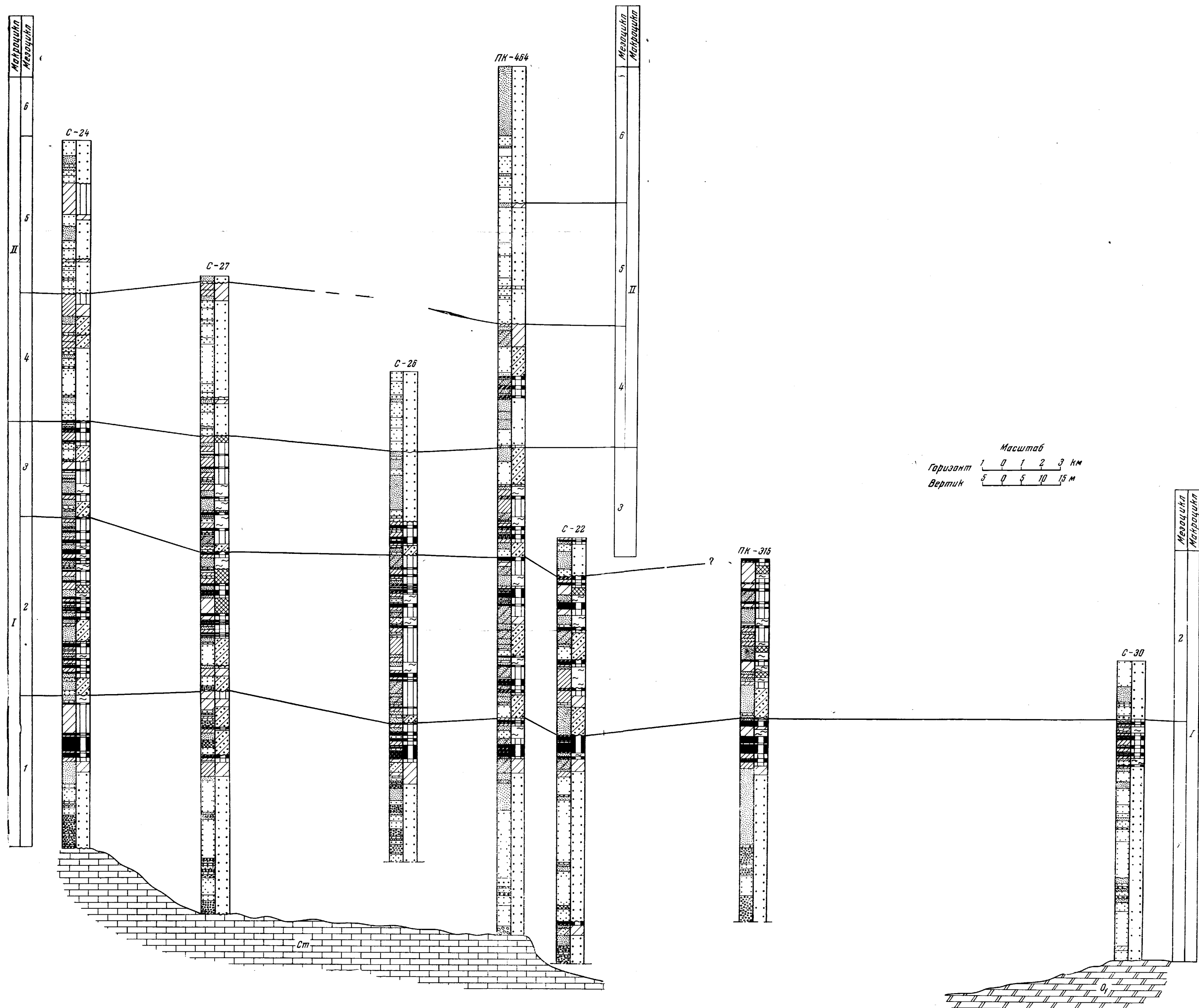
Москва, Г-99, Шубинский пер., дом 10

1 р. 47 к.



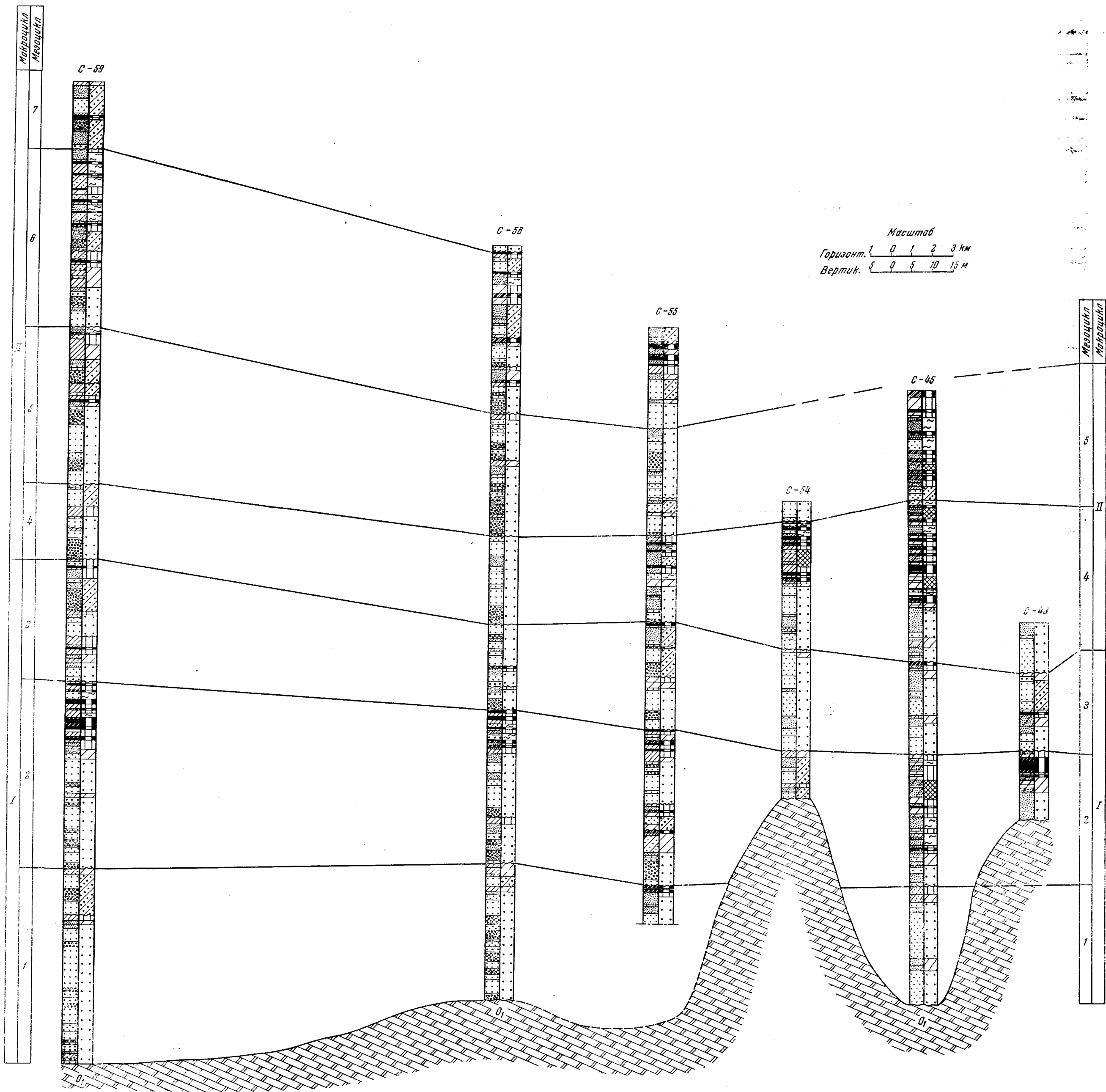


Фиг. 16. Фациально-циклический профиль IV—IV'
 Условные обозначения см. на фиг. 16



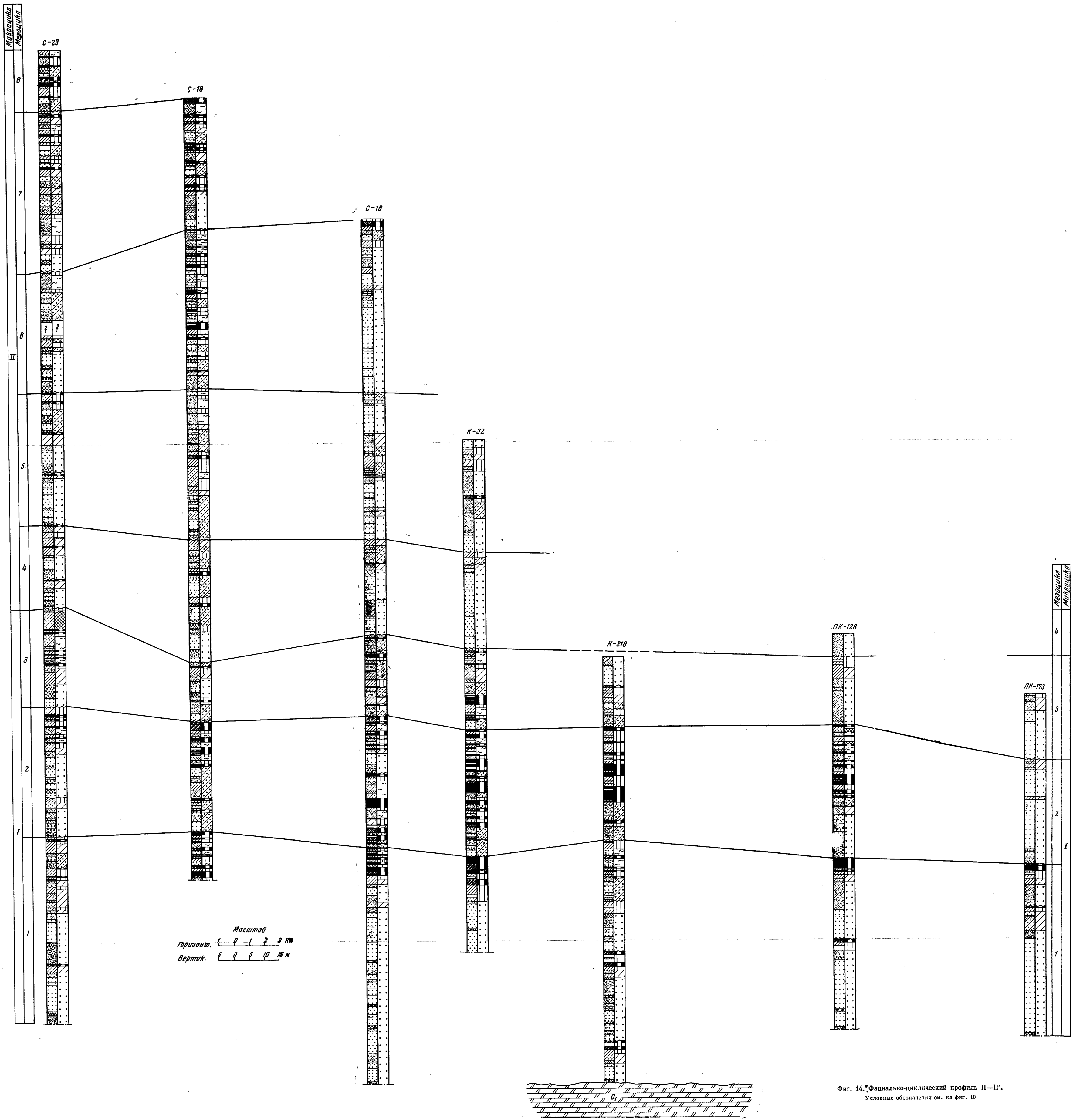
Фиг. 15. Фацально-циклический профиль III—III'.

Условные обозначения см. на фиг. 10



Фиг. 13. Фациально-циклический профиль 1—1'.

Условные обозначения см. на фиг. 10



Фиг. 14. "Фациально-циклический профиль II—II'".
Условные обозначения см. на фиг. 10

